TEKTONISCHE UNTERSUCHUNGEN IM UNTERDEVON DER SÜDEIFEL ZWISCHEN DER SIEGENER HAUPTAUFSCHIEBUNG UND DER WITTLICHER SENKE (NORDFLÜGEL DER MOSELMULDE)

Inaugural-Dissertation
zur
Erlangung der Doktorwürde
der
Hohen Mathem.-Naturw. Fakultät
der
Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität
zu
BONN

vorgelegt von

BERND THON

aus

BAD NEUENAHR

Diss. Bonn

1984

BONN 1985

TEKTONISCHE UNTERSUCHUNGEN IM UNTERDEVON DER SÜDEIFEL ZWISCHEN DER SIEGENER HAUPTAUFSCHIEBUNG UND DER WITTLICHER SENKE (NORDFLÜGEL DER MOSELMULDE)

Inaugural-Dissertation
zur
Erlangung der Doktorwürde
der
Hohen Mathem.-Naturw. Fakultät
der
Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität
zu
BONN

vorgelegt von

BERND THON

aus

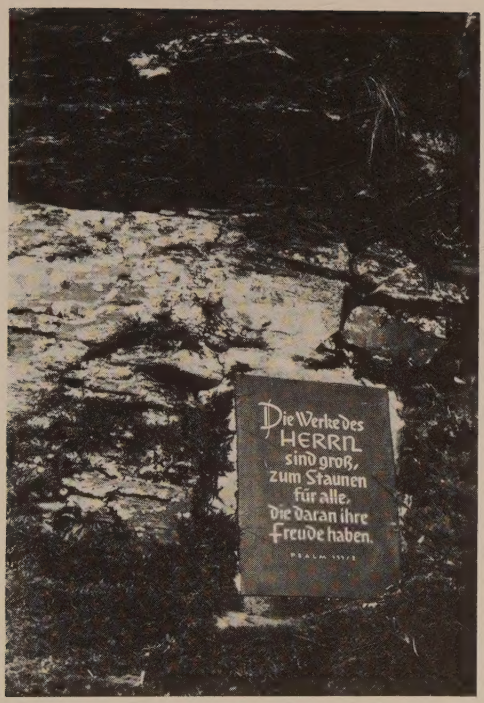
BAD NEUENAHR

BONN 1985

Angefertigt mit Genehmigung der Mathematisch - Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Bonn

1.Referent: Prof. Dr. W. Meyer
2.Referent: Prof. Dr. P. Wurster
Tag der mündlichen Prüfung: 28. November 1984

Druck: Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn



Dieses Schild fand ich auf einer Kluftfläche eines sandigen Tonschiefers der Gladbach Schichten (Unterems) oberhalb von Bad Bertrich

ANLAGEN

Anlage 1: Schieferung in der SW-Eifel

Anlage 2: Achsenkarte der SW-Eifel

Anlage 3: Strukturkarte der SW-Eifel
NW-Teil (a)
NE-Teil (b)
mittelerer Teil (c)
SW-Teil (d)

Anlage 4: Profilserie

Anlage 5: Illit-Kristallinität und Inkohlung in der S-Eifel (mit den Illit-Kristallinitätswerten von A. SCHULZ-ELLERMANN und den Inkohlungswerten von M. WOLF 1978, 1984)

Anlage 6: Kluftrichtungen in der SW-Eifel

Anlage 7: Geologische Karte der SW-Eifel

Anlage 8: Schichtung und Schieferung in Bad Bertrich und Umgebung

Inhaltsverzeichnis

I TEXT

Vorwort und Danksagung 3
Zusammenfassung 5
1. Einführung 7
1.1. Lage des Arbeitsgebietes 7
1.2. Regionalgeologischer Überblick 9
1.3. Erforschungsgeschichte 12
1.4. Problematik und Aufgabenstellung 14
1.5. Methodik 15
2. Schichtenfolge 16
2.1.1. Saxler-Schichten (Obersiegen) 17
2.2.1.1. Eckfeld-Schichten (Unterems) 20
2.2.1.2. Reudelsterz-Schichten (Unterems) 21
2.2.1.3. Verzahnungszone : Hunsrückschieferfazies - Ulmen-Gruppe..22
2.2.1.4. Biederburg- und Gladbach-Schichten (Unterems) 23
2.2.1.5. Klerf-Schichten (Unterems) 25
2.2.2.1. Emsquarzit (Oberems) 28
2.2.2.2. Flussbach-Schichten (Oberems) 29
2.2.2.3. Höllenthal-Schichten (Oberems) 29
2.2.2.4. Sphärosiderit-Schiefer (Oberems) 30
2.2.2.5. Kieselgallenschiefer (Oberems) 31
2.2.2.6. Wissenbacher Schiefer (Oberems , Eifel) 32
2.3. Sedimentologische Entwicklung der Moselmulde 34
3. Tektonik 37
3.1. Schieferung 37
3.1.1. Ausbildung der Schieferungsflächen 37
3.1.2. Die Lage der Schieferungsflächen 40
3.1.3. Knitterung der Schieferungsflächen 43
3.2. Faltenbau 44
3.2.1. Faltenachsen und Faltenspiegel 44
3.2.2. Öffnungswinkel der Falten 56
3.2.3. Faltenform 58

3.3. Störungen 62
3.3.1. Die Siegener Hauptaufschiebung 62
3.3.2. Auf- und Abschiebungen 65
3.3.3. Querstörungen 79
3.4. Klüfte und mineralisierte Spalten 80
4. Metamorphose und Deformation der untersuchten Gesteine....84
4.1. Illit-Kristallinität und Inkohlung 84
4.1.1. Präparation und Messmethodik 85
4.1.2. Ergebnisse 86
4.2. Korndeformation 88
5. Interpretation der Tektonik 100
5.1. Problematik der Vergenzfächer und Vergenzmeiler 100
5.2. Interpretation des Bewegungsablaufes und einzelne Modelle 102
6. Postvariscische Tektonik und Vulkanismus 110

Tabelle der Illit-Kristallinitätsmessungen 113
Tabelle der Inkohlungsmessungen 115
Röntgenproben 116
Fossiltafel 118
Tabelle der Fossifundpunkte im Unterdevon 120

II ANLAGEN

Literaturverzeichnis 132

Lebenslauf

Vorwort und Danksagung

Meinen ersten näheren Kontakt mit dem Nordflügel der Moselmulde bekam ich auf einer geologischen Exkursion im Sommer 1978 unter Leitung von Herrn Prof. Dr. MEYER und Herrn Dr. STETS.
Die Diplomarbeit in der Umgebung von Bad Neuenahr im Ahrtal (THON 1981) hatte mich mit der Problematik des Unterdevons und seiner Tektonik vertraut gemacht.
Kleintektonische Untersuchungen im Rheinischen Schiefergebirge waren die Hauptthematik der Bonner Schule unter H. CLOOS in den fünfziger Jahren. Im Band 44 der Geologischen Rundschau (1955) wurden Teile der Dissertationen der CLOOS-Schüler veröffentlicht. Die Tektogenese der Moselmulde wurde vom CLOOS-Schüler R. HOEPPENER (1957) in der Arbeit: "Zur Tektonik des SW-Abschnitts der Moselmulde" dargestellt.
Die Ansichten von R. HOEPPENER blieben nicht ohne Widerspruch. Arbeiten von ENGELS (1960) , GASSER (1978) und vom HOEPPENER-Schüler WEBER (1978,1983) führten die Diskussion über die Entstehung der Moselmulde weiter.
Da die Tektonik des Gebietes südlich der Siegener Hauptaufschiebung nur oberflächlich bekannt war und das Ende des SE-vergenten Streifens im NW-Flügel der Moselmulde noch nicht genau erfaßt war, schien es reizvoll, mit einer tektonischen Arbeit dieses Gebiet zu untersuchen.
Dies Arbeit wurde im August 1981 von Herrn Prof. Dr. W. MEYER angeregt. Für sein großes Interesse und seine ständige Betreuung gilt mein besonderer Dank. Weiterhin gilt der Dank für eine fruchtbare Diskussion im Gelände und bei der Auswertung meinen Kollegen K. H. KÖLSCHBACH, P. PRINGSAUF und A. SCHULZ-ELLERMANN. Wertvolle Hinweise und Beratung während der Auswertung erhielt ich dankbarer Weise von den Herren Dr. J. STETS und Prof. Dr. J. NAGEL. Frau Prof. Dr. M. WOLF, Aachen, hat dankenswerter Weise einige Inkohlungsproben aus dem Arbeitsgebiet gemessen und ausgewertet. Zudem gilt der Dank für die Bestimmung einiger Fossilformen Herrn Dr. H.G. MITTMEYER in Mainz.
Die Durchführung der Geländearbeiten und der Auswertung wurde durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft und durch eine 6-monatige Stelle an der Universität Bonn als wissenschaftliche Hilfskraft finanziert. An dieser Stelle möchte ich mich nochmals herzlich für die Finanzierung der Geländearbeit bedanken .

Nicht zuletzt möchte ich der Familie STOLZ in Strohn/Gillenfeld und der Familie BRÖSCH in Plein/Wittlich für die freundliche Aufnahme und Gastfreundschaft danken , die es mir ermöglichte die Geländearbeit gut durchzuführen.

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit versucht die komplizierten tektonischen Verhältnisse des SW-Abschnitts der Siegener Hauptaufschiebung (Mayener Überschiebung) zu erläutern und sie in den Rahmen der Modellvorstellungen über die Entstehung der Moselmulde einzubauen.
Illit-Kristallinitäts- und Inkohlungsmessungen lassen die Siegener Hauptaufschiebung bis ins Alftal zwischen Strohn und Gillenfeld weiterverfolgen.
Von Interesse sind die im Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung auftetenden, 6-7km langen NNW-SSE-Störungen beiderseits des Üssbachtales, die die SE-vergente Zone auf dem Nordflügel der Moselmulde verspringen lassen.
An den während der Faltung aufreißenden Querstörungen findet im Nordosten des Arbeitsgebietes eine Linksrotation statt. Im Alftal im Bereich der Olkenbacher Mulde ist an den Querstörungen eine Rechtsrotation zu beobachten.
Im Norden des Arbeitsgebietes findet der Übergang der sandigen Saxler-, Eckfeld- und Reudelsterz-Schichten in die stärker tonige Hunsrückschieferfazies statt. Das Unterems im Sammet- und Alftal ist mit 4000-5000m gering mächtiger als das 6000-7000m mächtige Unterems in östlich streichender Fortsetzung.
Abrupte Mächtigkeits- und Faziesänderungen bedingt durch eventuelle synsedimentäre Tektonik im Ablagerungsraum beeinflussen die Faltungsmechanik.
Mit Hilfe der Fauna und der lithologischen Entwicklung wurde eine Gliederung der Sedimente des Unter- und Oberems versucht.
In der SE-vergenten Zone nördlich Bad Bertrich im Erdenbachtal treten flach liegende Schieferflächen und Faltenachsenebenen auf.
Auf die Ausbildung dieser für das Rheinische Schiefergebirge ungewöhnlichen Zone mit flach liegender Schieferung wird in der Arbeit eingegangen.

Summary

Tectonic examinations in the Lower Devonian of the South Eifel.
Between the Siegen Main Thrust (Mayen Main Thrust) and the Wittlich Basin . Nortern part of the Mosel synclinorium.

This work explains the complecated tectonic framework at the end of the Siegen Main Thrust . It discusses the tectonic models of the Mosel synclinorium.
The Siegen Main Thrust can be pursuited by illite-crystallinity measurings up to the Alf valley between Strohn and Gillenfeld . 6-7 km long NNW-SSE faults in the backarea of the Siegen Main Thrust developed during folding. They cut the SE-vergent area in the back of the Siegen Main Thrust.
In the norteastern area a sinistral rotation can be observed on the faults.
In the Alf valley near Olkenbach a dextral rotation can be observed on the faults.

1.1. Lage des Arbeitsgebietes

Das Arbeitsgebiet stellt einen ca. 85km² großen Ausschnitt aus dem Nordflügel der Moselmulde (Rheinisches Schiefergebirge) dar. Es liegt im Städtedreieck: Daun, Wittlich und Cochem. Die Südbegrenzung des Arbeitsgebietes verläuft über die Orte Olkenbach, Krinkhof, Bad Bertrich, Beuren und Dohr. Die Nordbegrenzung verläuft über die Orte: Udler, Ellscheid, Winkel und Gevenich. Die Westbegrenzung bildet die Autobahn Koblenz-Trier und die stillgelegte Eisenbahnlinie Daun-Wittlich.
Nach Osten reicht das Arbeitsgebiet bis ins Ellerbachtal.
Der orographisch höchste Punkt liegt an der Nordostseite der Pulvermaarumrandung bei Gillenfeld mit 470m NN (MTB 5807 Gillenfeld).
Die tiefsten Punkte des Arbeitsgebietes liegen mit 135m NN an der Beurener Mühle bei Bad Bertrich im Üssbachtal und mit 187m NN bei Olkenbach im Alftal. Morphologisch fällt hier die SW-Eifel von Norden nach Süden ab. Die Bäche entwässern zur Mosel in Richtung Süden.
Der Hauptanteil der Aufschlüsse befindet sich in den Bachtälern (von West nach Ost): Sammet-, Alf-, Üss-, Erden-, Lotter-, Weiler- und Ellerbach.
Das Arbeitsgebiet grenzt im Südwesten an das Arbeitsgebiet von K. H. KÖLSCHBACH (noch in Bearbeitung) und im Nordosten an das Arbeitsgebiet von A. SCHULZ-ELLERMANN (noch in Bearbeitung).
Im August 1981 begann die Geländearbeit auf dem Meßtischblatt (MTB) 5807 Gillenfeld und wurde auf das MTB 5907 Hasborn ausgedehnt. Im Jahr 1982 wurde die Geländearbeit auf dem MTB 5808 Cochem und dem MTB 5908 Alf fortgesetzt. Die Geländearbeit wurde im Jahr 1983 abgeschlossen.
Als Grundlage der Geländeaufnahme dienten die 1:10 000 Ausschnitt-Vergrößerungen der 1:25 000 Karten.

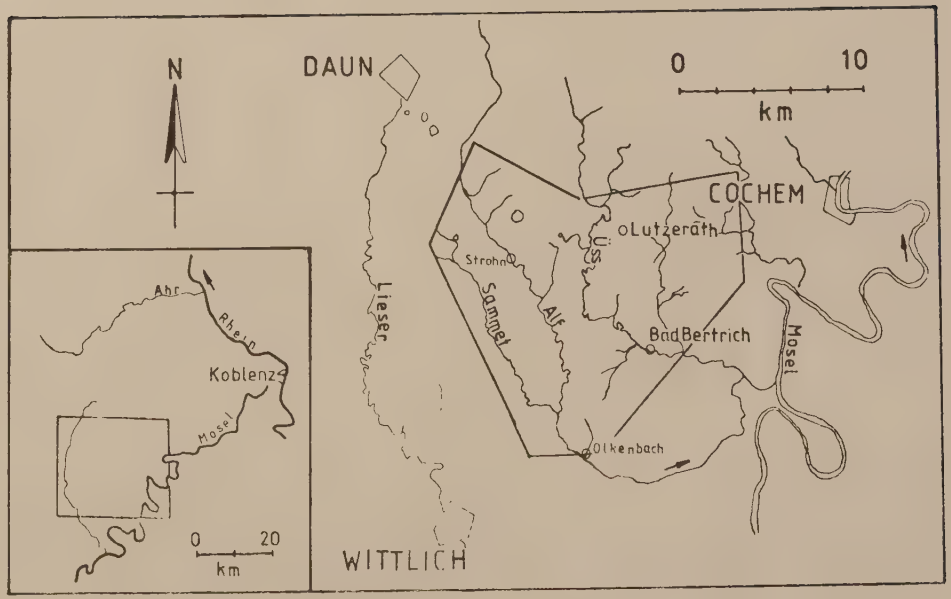


Abb. 1 : Lageplan des Arbeitsgebietes

1.2. Regionalgeologischer Überblick

Die Moselmulde stellt im Rheinischen Schiefergebirge eine tektonisch komplexe bivergente Großstruktur dar. Ihre streichende Fortsetzung nach Osten findet sie in der Dillmulde. Nach Westen verschwindet sie unter den Triassedimenten der Trierer Bucht.

Der Sedimentstapel dieser NE-SW streichenden Struktur baut sich hauptsächlich aus tonig-sandigen Wechselfolgen des oberen Siegens und der Ems-Stufe auf, wobei im Bereich der Olkenbacher Mulde außerdem Sedimente des Mitteldevons auftreten (SOLLE 1976). Das Auftreten von Dolomitgeröllen aus dem Mitteldevon in den Sedimenten des Rotliegenden der Wittlicher Senke läßt die ehemalige Existenz von dolomitischen Mitteldevon in der Südeifel vermuten.

Nord-Süd-Strukturen beeinflussen im Randbereich der Eifeler Nord-Süd-Zone die strukturelle Ausbildung des Nordflügels der Moselmulde. Bei Wittlich biegt die Olkenbacher Mulde aus der WSW-ENE-Richtung in die N-S-Richtung ein.

Als auffallende Großstörung läßt sich die Siegener Hauptaufschiebung (Mayener Überschiebung) vom Rheinprofil über Mayen und Wollmerath bis ins Altal zwischen Gillenfeld und Strohn verfolgen. Im Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung existiert ein breiter Vergenzfächer, der bei Fahr westlich von Neuwied den Rhein quert und bis ins Üssbachtal zu verfolgen ist. Der Vergenzfächer nähert sich westlich vom Endertbachtal immer mehr der Siegener Hauptaufschiebung. Die sich südlich an den Vergenzfächer anschließende, Se-vergente Zone hat auf der Höhe von Cochem-Kaisersesch noch eine Breite von 10-15 km. In der westlichen Fortsetzung verspringt sie an zwei NNW-SSE verlaufenden , 6-8 km langen Querstörungen und verschmälert sich auf eine Breite von 4-5 km. Zum Liesertal hin löst sich die SE-vergente Zone ganz auf. Der Vergenzfächer verläuft im Alftal am "Hannert" in den Sphärosiderit-Schiefern des Oberems und nicht im stratigraphisch Jüngsten der Moselmulde: dem Wissenbacher Schiefer. An der Siegener Hauptaufschiebung ist bei Mayen und am Rhein die Hunsrückschieferfazies auf die "Siegener Normalfazies" aufgeschoben worden. Nach Westen findet der Übergang der Hunsrückschiefer in die sandigen Sedimente der Ulmen-Gruppe (RÖDER 1960) zwischen dem Endert- und dem Üssbachtal statt. Die stratigraphische Stellung, das Ablagerungsmilieu, ob Watt- oder Tiefseeablagerungen, und die Mächtigkeit des Hunsrück-

schiefers haben zu einer schon lang andauernden Diskussion geführt (RICHTER 1931, MEYER 1965).

Nach der Faltung der Moselmulde bildet sich während des Rotliegenden die Wittlicher Senke heraus, die den Schutt des aufsteigenden Gebirges aufnimmt. Der durch Störungen begrenzte Nordrand der Wittlicher Senke biegt ähnlich wie die Olkenbacher Mulde in die N-S-Richtung ein und lehnt sich damit eng an die variscische Struktur an (KOPP 1955).

Im oberen Oligozän scheint, wie ein Fund von marinen Mikrofaunen im Meerfelder Maar (WEILER 1980) andeutet, eine marine Transgression große Teile der Eifel erfasst zu haben.

Tertiäre Kiese ("Vallendarer Schotter"?, oberes Oligozän) treten bei Hasborn und bei Oberscheidweiler auf.

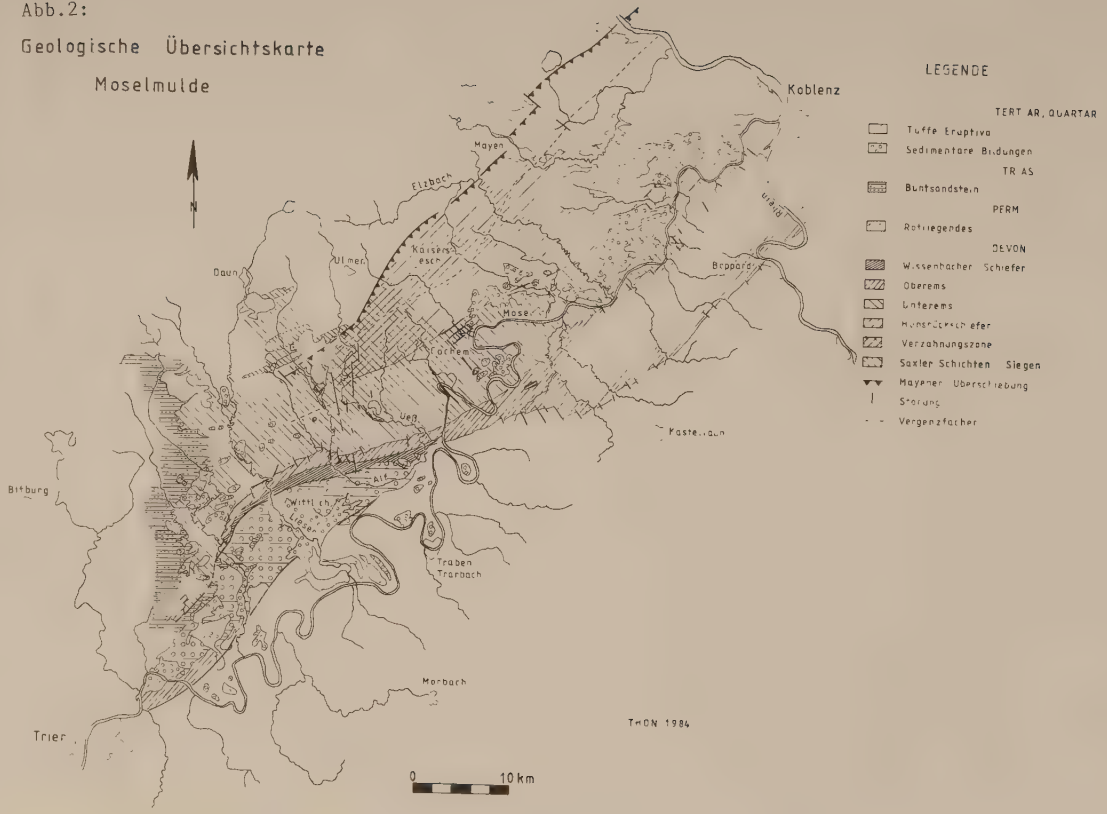
Der Lüxemer und Neuenburger Kopf, zwei Basalte mit vermutlich Oberkreidealter (LIPPOLT 1983) treten bei Wittlich in der Wittlicher Rotliegendsenke auf.

Im Quartär bedecken Vulkane mit ihren Förderprodukten im Pulvermaargebiet und im Bad Bertricher Vulkangebiet den paläozoischen Sockel. Sie zählen teilweise mit einem Alter von nur 10 000 Jahren zu den jüngsten erdgeschichtlichen Dokumenten. Während des Tertiärs und des Quartärs wird der nördliche Randbereich der Moselmulde stärker angehoben als das Zentrum der Moselmulde.

Abb.2:

Geologische Übersichtskarte

Moselmulde



1.3. Erforschungsgeschichte

Eine der größten Aufschiebungen des Rheinischen Schiefergebirges ist die Siegener Hauptaufschiebung. Sie wurde zuerst im Siegerland nachgewiesen. Von QUIRING (1936) wurde sie auch im Rheinprofil nördlich Neuwied wiedergefunden. Nach HENKE (1933) lässt sich die Aufschiebung nördlich Mayen im Nettetal wiederfinden. SIMPSON (1940) bezeichnet hier die Siegener Hauptaufschiebung als "Mayener Überschiebung". Er lässt sie an einer Querstörung bei Ulmen enden. Die Siegener Hauptaufschiebung wurde von HOEPPENER (1957) bis nach Wollmerath weiterverfolgt. Die geologische Geländeaufnahme von A. SCHULZ-ELLERMANN (Dissertation noch in Vorbereitung) ergab, daß die "Mayener Überschiebung" noch bis ins Üssbachtal weiter verfolgt werden kann.

Detaillierte geologische Arbeiten von MEYER (1965), RAUFI (1972) und MEYER & STETS (1981) im Bereich der Siegener Hauptaufschiebung versuchten die Lagerungsverhältnisse und die Mächtigkeit der Schichten im Hangenden der Aufschiebung im Westerwald, im Rheinprofil und in der Osteifel zu klären.

Die älteren geologischen Arbeiten im Bereich des Arbeitsgebietes beschäftigen sich mehr mit einer stratigraphischen Gliederung der Schichten an Hand von Fossilien als mit einer genauen tektonischen Aufnahme des Gebietes. Die Siegener Hauptaufschiebung trennt zwei Faziesbereiche: die Hunsrückschieferfazies im Hangenden der Aufschiebung und die sandige Siegener Normalfazies im Liegenden der Aufschiebung. SIMPSON 1940 fand im nördliche Teil des Arbeitsgebietes bei Saxler Schichten in sandiger Normalfazies von eindeutigem Siegen-Alter und beobachtete ihre Verzahnung mit den Hunsrückschiefern des Bendorf-Mayener-Zuges auf der Höhe von Ulmen. SOLLE (1950) stellte die Ulmen-Gruppe als vierte Unterabteilung des Siegens auf. Zu einer neueren Bearbeitung des Fossilmaterials und einer Neudefinition der Siegen-Ems-Grenze kam es durch MITTMEYER (1974). ROEDER (1957, 1960) vermutet die Verzahnung von sandigen Gesteinen der Ulmen-Gruppe mit Hunsrückschiefer im Üssbachtal bei Wagenhausen-Lutzerath.

Eine tektonische Aufnahme des Üssbachtals zwischen Kennfus und Bad Bertrich erfolgte 1941 durch KETIN.

HOEPPENER entwickelt 1957 ein Modell für die Herausbildung der SE-vergenten Bereich im Nordflügel der Moselmulde. Arbeiten von ENGELS (1960),

WALLBRECHER (1963), LANGSDORF (1974), GASSER (1978) und WEBER (1978) diskutieren die Problematik der Moselmulde und beziehen zu den HOEPPENER'schen Hypothesen Stellung.

Von SOLLE (1976) lag eine geologische Karte der Olkenbacher Mulde im Maßstab 1:25 000 vor. SOLLE beschäftigte sich in vielen Veröffentlichungen mit der sedimentologischen und faunistischen Ausbildung des oberen Unteremsiums, des Oberemsiums und des Eifeliums der Olkenbacher Mulde (SOLLE 1936, 1937, 1942, 1950, 1956a, 1956b, 1960, 1970, 1972 und 1976).

Als geologische Übersichtskarte existiert das Blatt Cochem 1:200 000 von DAHLGRÜN (1939). Als neuere Übersichtskarte ist die geologische Karte von NEGENDANK & WAGNER (1983) 1:100 000 Trier und Umgebung zu nennen.

Im Nordwesten des Arbeitsgebietes im Liesertal nördlich Manderscheid schließt sich eine Strukturkartierung von PRINGSAUF (1977) an das Arbeitsgebiet an. Paläogeographische Übersichtskarten wurden von MEYER & STETS (1980) und FUCHS (1982) von der Eifel zusammengestellt.

KOPP (1955) beschreibt die Zusammenhänge zwischen der variscischen Tektonik und der Wittlicher Rotliegendsenke.

Eine strukturelle Neubearbeitung des Mesozoikums der Eifeler Nord-Süd-Zone erfolgte durch WIENECKE (1983).

Der quartäre Vulkanismus im Pulvermaargebiet wurde von WIENECKE (1979a) kartiert. Die Ausbruchszentren des Bad Bertricher Vulkangebietes wurden von FRECHEN (1972) und von LORENZ & BÜCHEL (1980) beschrieben.

1.4. Problematik und Aufgabenstellung

Dies Arbeit soll die tektonischen Verhältnisse auf dem Nordflügel der Moselmulde zwischen den Orten Daun, Wittlich und Cochem klären.
Das Westende der Siegener Hauptaufschiebung (Mayener Überschiebung) war noch nicht bekannt. Beobachtungen über die Deformation der Schichten mit Illit-Kristallinitäts-, Inkohlungsmessungen und mit Dünnschliffen waren in diesem Gebiet noch nicht für die Interpretation der Tektonik herangezogen worden. Das Ende des SE-vergenten Streifens im NW-Flügel der Moselmulde sollte erfaßt werden, um zu der Frage, ob die Südostvergenz primär angelegt wurde oder durch Rotation ehemals NW-vergenter Bereiche entstand, Argumente zu bekommen.
Detailaufnahmen sollten Daten zur Bildung des SE-vergenten Bereichs, der Vergenzfächer und der Vergenzmeiler bringen.
Da sich im Üssbachtal und im Erdenbachtal die Unterdevon-Schichten in sandiger "Normalfazies" (Ulmen-Gruppe siehe RÖDER 1960) mit dem Hunsrückschiefer verzahnen, bot sich die Möglichkeit, etwaige Aussagen über die Mächtigkeit des Schichtenstapels in Hunsrückschiefer-Fazies zu machen.
Zudem war bisher noch kein durchgehendes geologisches Profil vom Siegen bis ins Mitteldevon in den Tälern der Alf und Üss erarbeitet worden.
Mächtigkeitsangaben mit der Stützung auf einer Strukturaufnahme waren von den Schichten des Unterems und des Oberems sowie des Mitteldevons nicht bekannt.
Das Erdenbachtal und das Lotterbachtal waren geologisch noch nicht aufgenommen worden.
Die Modelle über den tektonischen Bewegungsablauf in der Moselmulde von QUIRING (1928), HOEPPENER (1957), KIENOW (1949), ENGELS (1960), WALLBRECHER (1963), LANGSDORF (1974) und GASSER (1978) sollen an Hand des bearbeiteten Gebietes diskutiert werden.

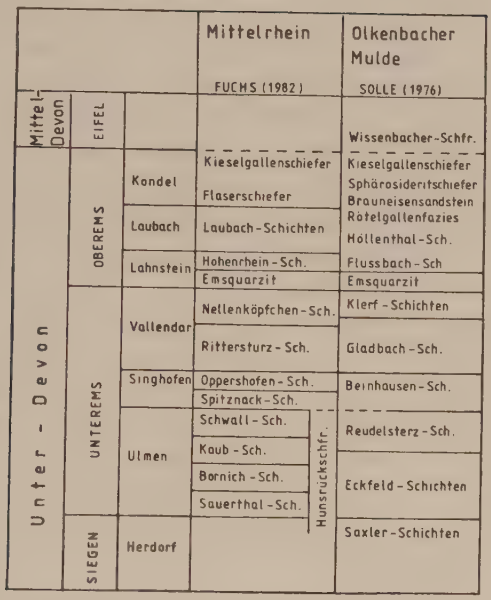
1.5. Methodik

Alle im Arbeitsgebiet vorhandenen Aufschlüsse wurden systematisch aufgenommen. Es wurden sämtliche Gefügeelemente wie Schichtung, Schieferung, Deltaachsen, Klüftung, Verwerfungen und Bewegungsharnische mit dem "Freiberger Gefügekompaß" 360° eingemessen. Zur Ermittlung der Faltenachsen und Zeichnung der Schmidt'schen Netze wurde das Computerprogramm Geli 2 (BEHRENS & SIEHL 1975) mit herangezogen. Die Schmidt'schen Netze wurden teilweise mit Hilfe des Auszählnetzes von BRAUN (206 Kreise zu 1% Projektionsfläche, flächengleich nach LAMBERT) ausgezählt und nach prozentualen Anteilen der Belegdichten Zusammengefaßt.
Die Daten wurden in verschiedenen Karten dargestellt: Schieferungskarte, Schieferungsflächenneigungskarte, Achsenkarte, Strukturkarte, Kluftrosenkarte, Karte der Faltenöffnungswinkel und geologische Karte.
Eine geologische Gesteinsansprache wurde im Gelände versucht, um die Schichten nach dem Sand- und Tongehalt gliedern zu können. Fossilien wurden im Siegen und Unterems gesammelt, um eine stratigraphische Gliederung der Schichten vornehmen und die faziellen Ablagerungsbedingungen beschreiben zu können.
Zur Beschreibung der tektonischen Deformation der Ablagerungen wurden 58 Tonschieferproben genommen, um Illit-Kristallinitätsmessungen vorzunehmen. (auf die Labortechnik soll in einem speziellen Kapitel über Illit-Kristallinität eingegangen werden). 7 Inkohlungsproben wurden freundlicherweise von Frau Prof. Dr. M. WOLF in Aachen bearbeitet.
Weiterhin wurden 43 Dünnschliffe angefertigt, um im Zusammenhang mit den Illit-Kristallinitätsmessungen Aussagen über die Korndeformation und die Gesteinszusammensetzung machen zu können. Von 25 Gesteinsproben wurden Röntgenübersichtsdiagramme angefertigt, um die Zusammensetzung der Gesteine grob abschätzen zu können. Illit-Kristallinitätsmessungen und Inkohlungsmessungen wurden mit den von A. SCHULZ-ELLERMANN (1980) und WOLF (1978) ermittelten Werten in einer Karte zusammengezeichnet.

2. Schichtenfolge

Im Arbeitsgebiet sind von Norden nach Süden die Schichten des Obersiegens und des Ems aufgeschlossen. Die stratigraphische Stellung des Wissenbacher-Schiefers ist noch in der Diskussion. SOLLE (1976) postuliert Oberems- und Eifelalter für den Wissenbacher Schiefer.
Die Sedimente des Obersiegens und Unterems zeigen eine klastische Natur. Es handelt sich um einen Wechsel von psammitischen und pelitischen Gesteinen mit vereinzelter Kalkführung. Die Sedimente des Oberems unterscheiden dich von den Sedimenten des Unterems durch eine stärkere Kalk- und Dolomitführung.
Die unterschiedlichen Feldspatgehalte der einzelnen Schichtpartien scheinen neben der Biostratigraphie für die lokale Gliederung der Schichtenfolge von Bedeutung zu sein. In den Sandsteinen des Obersiegens (Saxler-Schichten) liegt der Feldspatanteil mit 10-19% relativ hoch. SCHMIDT (1982) gibt hohe Feldspatgehalte (bis 18%) für die oberen Reudelsterz-Schichten, für den oberen Teil des Gefell-Horizontes und die Basis des Neichenberg-Horizontes (Singhofen) an. In Sedimentlagen der obersten Gladbach- und in den Klerf-Schichten treten die höchsten Feldspatgehalte (bis 28%) des Arbeitsgebietes auf. (ermittelt wurden die Feldspatgehalte aus Röntgendiagrammen und Dünnschliffen). Als Feldspäte treten meist Plagioklase (Oligoklas) und Alkali-Feldspäte zusammen auf. In den Gladbach- und Klerf-Schichten dominieren Plagioklase (Oligoklas).
Aus der Strukturkarte lassen sich die Schichtmächtigkeiten für die einzelnen Schichtglieder angeben. Die Schichten des Obersiegens sind mit einer Mächtigkeit von 1000-1400m aufgeschlossen. Das Unterems im Alf- und Sammetbachtal besitzt Mächtigkeiten um 4000-5000m. Im Ostteil des Arbeitsgebietes liegen die Mächtigkeiten des Unterems um 6000-7000m. Das Oberems ist nur 1100-1800m mächtig (ohne den Wissenbacher-Schiefer rund 1100m). Die Mächtigkeiten des Unterems nehmen nach Osten stark zu. Größere Überschiebungen, die im Alf- und Sammetbachtal eine erhebliche Mächtigkeitsänderung hervorrufen könnten, konnten weder in der NW-vergenten noch in der SE-vergenten Zone beobachtet werden.

Stratigraphische Tabelle :



2.1.1. Saxler-Schichten (Obersiegen)

Im Kern des Gillenfelder Sattels und in der Aufwölbung bei Saxler - Udler treten im Arbeitsgebiet die Saxler Schichten des Obersiegens auf . Es handelt sich meist um überwiegend sandige Schichten mit graugrünen Siltsteinen und sandigen Tonschieferlagen . Vereinzelt treten fein- bis mittelkörnige , feldspatreiche (bis 19% Feldspat) Sandsteine (Grauwacken)auf.. Die Schichten sind sehr fossilreich.
Es tritt hier nicht wie RÖDER (1960) vermutet ein einzelner "Saxler Fossilhorizont" auf , der sich auskartieren lässt , sondern in den Aufschlüssen um Udler und Saxler ist zu erkennen , daß mehrere Fossilhorizonte übereinander liegen , die nicht identisch sind (FUCHS 1982). Es treten häufig nur Fossillinsen auf , die nach kurzer Erstreckung auskeilen.
Die bei F5 ($r^{25}62\ 93\ h^{55}56\ 64$) aufgeschlossene Fossilbank lässt sich nach NW über 300m bis zur Autobahn Koblenz-Trier verfolgen.

Häufig ist in den meisten Fossilfundpunkten Acrospirifer primaevus (STEININGER) und Hysterolites hystericus (SCHLOTHEIM). Am Ortseingang östlich Udler und an der Kirche von Saxler (F5, F10) und an vielen anderen Stellen treten in sandigen Tonschiefern Lagen von Pflanzenhäckseln auf. Der Fossilfundpunkt F2 ($r^{25}67\ 84\ h^{55}57\ 33$) an der "Waldeburg" zeigt Fossilien mit teilweise Schalenerhaltung. Im Pulvermaarkessel konnte im Straßenanschnitt unweit des Schwimmbades $r^{25}66\ 53\ h^{55}63$ ein Exemplar von Acrospirifer primaevus gefunden werden. Zudem zeigen die Auswürflinge des Pulvermaars (Tuffgrube westlich des Maars) viele Fossilien aus den Saxler Schichten. In der näheren Umgebung von Gillenfeld sind die Saxler-Schichten stärker tonig ausgebildet. An der Bubenley wurde Tonschiefer zeitweilig als Dachschiefer abgebaut.

An der Bahnlinie Eckfeld-Gillenfeld tritt in einem graugrünen Sandstein ($r^{25}61\ 87\ h^{55}53\ 21$) Rhenorensselaeria strigiceps (F. ROEMER) zusammen mit Hysterolites hystericus (SCHLOTHEIM) auf. In den Fossilfundpunkten bei Saxler und Udler findet man häufig die kleinwüchsige Form Rhenorensselaeria demerathia SIMPSON. Die Form R. strigiceps (F. ROEMER) fehlt hier.

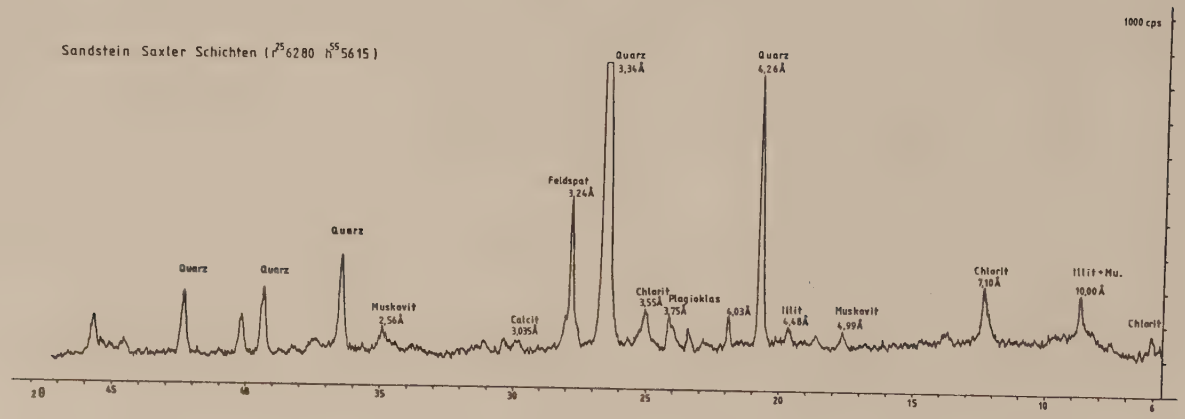
FUCHS (1982) und RÖDER (1960) beschreiben vereinzelte primärrote Lagen aus den Saxler-Schichten. Ein eisenschüssiger Fossilhorizont tritt am Bahnhof Udler auf (F7).

FUCHS (1982) beschreibt bemerkenswert schlecht sortierte Silt- und Sandsteine im höheren Teil der Saxler-Schichten. Eine scharfe Grenze zu den Eckfeld-Schichten des Unterems läßt sich sedimentologisch nicht ziehen. MITTMEYER (1974) legt die Siegen-Ems-Grenze mit dem Erlöschen des Acrospirifer primaevus (STEININGER) fest.

Das Auftreten von Tongeröllpflastern, Rinnen, Transversalrippeln und Pflanzenhäcksellagen (Psilophyten) deutet auf Ablagerungsbedingungen hin, die denen eines Flachmeeres entsprechen.

Im Wallscheider Sattel im Sammetbachtal müßten laut des tektonischen Profils noch Saxler-Schichten auftreten. Fauna, die dies beweist, konnte nicht gefunden werden.

Abb. 3 : Diffraktogramm eines Sandsteins aus den Saxler-Schichten



2.2.1.1. Eckfeld-Schichten (Unterems)

RÖDER (1960) definiert die Eckfeld Schichten als sandige Äquivalente der oberen Hunsrückschiefer. Die Liegendgrenze ist definiert mit dem Aussterben des Acrospirifer primaevus (STEININGER). Die Hangendgrenze wird nach FUCHS (1982) mit dem Übergang von Brachyspirifer assimilis s. str. (FUCHS) in Brachyspirifer assimilis s.l. (FUCHS) festgelegt.
Die artenreiche Fauna der Saxler Schichten wird von individuenreichen, artenarmen Faunen der Eckfeld-Schichten abgelöst. Der untere Teil der Eckfeld-Schichten besteht aus gut sortierten grau bis grüngrauen Silt- und Tonsteinen. Im oberen Teil treten nach FUCHS (1982) schlechter sortierte Silt- und Sandsteine mit Pflanzenhäckseln und kohligen Lagen auf. Kleinrippelschichtung ist häufig zu beobachten. Vereinzelt sind in den Eckfeld-Schichten Wühlhorizonte zu finden.
Im Diefenbachtal ist bei F12 (siehe Tabelle der Fossilfundpunkte) eine 10cm dicke Pflanzenhäcksellage im Tonschiefer, eine Siltlage mit Muscheln und eine Feinsandsteinlage mit Brachiopoden aufgeschlossen.
Nach Westen macht sich besonders durch die Wirksamkeit der Manderscheider Schwelle (LIPPERT & SOLLE 1937) eine Faziesdifferzierung bemerkbar. PRINGSAUF (1977) gibt für die Eckfeld-Schichten 750m Mächtigkeit südlich des Manderscheider Sattels und 500m nördlich an (Süd- und Nordfazies). Im Arbeitsgebiet erreichen die Eckfeld-Schichten eine Mächtigkeit von 800-1300m.

2.2.1.2. Reudelsterz-Schichten (Unterems)

Die Reudelsterz-Schichten bestehen meist aus blaugrauen Tonschiefern mit grauen Sandsteinlagen. Die untere und die obere Partie der Reudelsterz-Schichten sind stärker sandig. Wühlspuren und Pflanzenhäcksellagen treten in den Tonschiefern vereinzelt auf (siehe F23).
RÖDER (1960) beschreibt aus dem Erdenbachtal aus dem oberen Teil der Reudelsterz-Schichten leicht quarzitische und kalkige "Rotwacken" mit seidig glänzenden Schichtflächen (siehe F25, F26). Bemerkenswert ist in diesen Lagen neben der Sideritgeoden- und Sideritkrusten-Führung die starke Zerstückelung des Fossilschills. Im Alftal 600m südlich der Oberscheidweiler Mühle (F24) ist ein rötlicher, kalkiger, teilweise flaseriger Silthorizont (rund 13% Feldspatgehalt) mit zerbrochenen Brachiopodenschill und Sideritgeoden aufgeschlossen.
Im Alftal sind die Reudelsterz-Schichten ungefähr 1300m mächtig. Nach Osten (Erdenbachtal) vergrößert sich die Mächtigkeit der Schichten auf 2000-2500m. RÖDER (1960) bemerkt, daß die Schichten im Osten (Erdenbachtal) stärker marin beeinflusst sind als im Westen, wo sich die Manderscheider Schwelle bemerkbar macht. Nach SCHMIDTs (1982) Untersuchungen zeigen die Silt- und Sandsteine der unteren Teile der Reudelsterz-Schichten schlechte Sortierungsrungswerte, die sich zum Hangenden hin verbessern. SIMPSON (1940) vergleicht die Reudelsterz-Schichten wegen des Auftretens von Modiolopsis- und Modiomorpha-Arten mit den Wahnbach-Schichten. Er deutet sie als Ablagerungen eines seichten, möglicherweise teilweise ausgesüßten Meeresraums. SCHMIDT (1982), PRINGSAUF (1977) und FUCHS (1982) beschreiben aus den Reudelsterz-Schichten im Liesertal synsedimentäre Rutschwülste, die für diesen Raum auf eine gewisse Bodenunruhe im Ablagerungsraum hindeuten.
Die Reudelsterz-Schichten lassen sich gegen die Singhofen-Schichten im Hangenden abgrenzen mit dem Erscheinen von Leptostrophia dahmeri (RÖSSLER) (MITTMEYER 1982, FUCHS 1982). MITTMEYER (1974) begrenzt die Reudelsterz-Schichten mit dem Einsetzen des Porphyroid-Niveaus I der Singhofen-Schichten im Hangenden.

2.2.1.3. Verzahnungszone: Hunsrückschieferfazies-Ulmen-Gruppe

Wie schon SIMPSON (1940) schreibt, findet der Übergang der Hunsrückschieferfazies in die sandige "Normalfazies" westlich Ulmen statt. Der Verzahnungsbereich umfasst das Üss-, Erden-, Lotter-, Weiler-, Eller- und Endertbachtal. Die Schichten werden nach Osten hin vom Üssbachtal immer reicher an Tonschieferlagen. Zudem verbessert sich der Entmischungsgrad der Sedimente in der Verzahnungszone von West nach Ost.
RÖDER (1960) zeichnet einen Kamm von Hunsrückschiefer ins Üssbachtal. Dies entspricht nicht der sedimentologischen Ausbildung der Verzahnungszone. Tonsteinfolgen aus dem Erdenbachtal lassen sich nicht ins Üssbachtal weiterverfolgen. Die Tonschieferpakete bilden eher große Linsen, die im Streichen auskeilen. Östlich Alfen gewinnt der Tonschiefer in Dachschieferqualität an Mächtigkeit.
In der Verzahnungszone wechseln sandarme blauschwarze Tonschiefer mit plattigen, graubraunen Silten und Sandsteinen. Vereinzelte Sandsteinpartien sind schwach kalkig oder dolomitisch. In den Sandsteinen tritt Rippelschichtung und flache Schrägschichtung häufig auf.
Nach SIMPSON (1940) verzahnen sich die Saxler-Schichten (Obersiegen) und der untere Teil der Reudelsterz-Schichten mit dem Hunsrückschiefer.
Der Übergangsbereich der Saxler-Schichten in die Hunsrückschieferfazies wird durch die Siegener Hauptaufschiebung abgeschnitten. Dementsprechend müssen in der östlich Mayen über 6000m mächtigen Hunsrückschieferfolge Siegen- und Unterems-Anteile vertreten sein (MEYER 1965).
SIMPSON (1940) und RÖDER (1960) beschreiben aus dem Üssbachtal , Blatt Gillenfeld, F15, eine Mischfauna mit Stropheodontacea: Leptostrophia explanata (SOWERBY) und Leptostrophia gigas (McCOY), Pleurodictyum problematicum (GOLDFUSS), Zaphrentis sp. und Arduspirifer arduennensis prolatestriatus (MITTMEYER). Im Lotterbachtal südwestlich Weiler tritt eine Fossillinse mit vielen Exemplaren von Brachyspirifer crassicosta crassicosta (SCUPIN), Tenuicostella tenuicosta (SCUPIN) und Zaphrentis sp. auf.

2.2.1.4. Biederburg- und Gladbach-Schichten (Unterems)

Da im Sammet- und Alftal keine stratigraphisch verwertbare Faunenfundpunkte auftreten, sind die Biederburg- und Gladbach-Schichten hier zusammengefaßt worden. Im unteren Teil des Schichtkomplexes treten flaserige Silt- und Sandsteine im Wechsel mit sandigen Tonschiefern auf. An der Hontheimer Mühle im Alftal führen die sandigen Tonschiefer viele Sideritgeoden. Im oberen Teil sind graue, plattige Sandsteine mit flacher Schräg- und Rippelschichtung zu beobachten. Südlich und südöstlich der Entersburg im Üssbachtal treten sedimentäre Rutschungskörper bis 2m Durchmesser auf. Belastungsmarken finden sich hier mit allen Übergängen zu synsedimentären Rutschungskörpern.
Im Kandelbachtal zeigen flute casts eine Strömungsrichtung NE-SW an.

Abb.4: flute casts auf der Schichtunterseite (Strömungsrichtung NE-SW), Gladbach-Schichten (Unterems), Kandelbachtal östlich Hontheim

Abb.5 : Fallvektoren von Schrägschichtungsflächen aus den Gladbach Schichten an der Entersburg , Blatt Alf
Punkte : Foresets
Kreis : Erosionsdiskordanzflächen

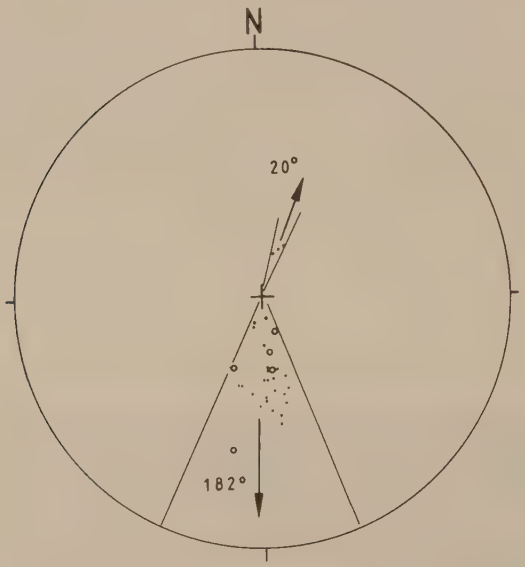


Abb.6: Rutschstrukturen in den Gladbach Schichten im Üssbachtal südlich der Entersburg , Blatt Alf

2.2.1.5. Klerf-Schichten (Unterems)

R.RICHTER 1919 führte den Begriff Klerfer-Schichten ein .
Es handelt sich um rote , graue , grüngraue oder hellgraue fein- bis mittelkörnige Sandsteine , die meist mit grüngrauen und roten Siltsteinen wechsellagern . Vereinzelt treten sandige , scherbig brechende , schlecht entmischte Tonsteine auf . SOLLE (1976) bezeichnet sie als "Scherben-schiefer " . Die Sedimente zeigen teilweise in einzelnen Lagen starke Glimmer-Anreicherungen (Muskovit) . Einzelne Sandsteine besitzen Feldspatgehalte von 10 - 28 % . Die Feldspatführung ist hier im Unterems am höchsten . Lokal treten hellgraue quarzitische Sandsteine auf , die nur wenig Feldspat führen . Eine Schieferung ist in den sehr sandigen Folgen nur selten zu beobachten .
SOLLE (1976) läßt die Klerf-Schichten mit dem verstärkten Einsetzen von Rothorizonten beginnen . Die Rotfärbung der Sedimente im Süden des Arbeitsgebietes scheint nicht immer primär zu sein , da das auflagernde Rotliegende der Wittlicher Senke nicht weit entfernt ist .
Mit dem Einsetzen von schlecht entmischten glimmerreichen Sandsteinen , Siltsteinen und Scherbenschiefern sind die unteren Klerf-Schichten nur unscharf von den Gladbach-Schichten abzutrennen .
Im unteren Teil treten kalkige Fossilhorizonte mit Gastropoden , Lamelli-branchiaten und Arduspirifer arduennensis latestriatus (MAURER) auf (siehe F35 , F36 , F38 , F43 , F44) . Grabbauten- und Kriechspuren-horizonte sind in den ganzen Klerf-Schichten häufig . Im mittleren Teil der Klerf-Schichten treten kohlige Pflanzenhäcksellagen von 10-20cm Dicke auf . Synsedimentäre Rutschungskörper , Belastungsmarken und Pseudo nodules sind in den unteren Klerf-Schichten lokal häufig . Im Alftal treten Rutschungskörper in einer tektonisch gestörten unteren Partie der Klerf-Schichten 300m nordwestlich des Schämerich auf . Die meisten Rutschungs-körper sind nach Süden gerichtet , es gibt aber auch einzelne , die nach NW gerichtet sind (z.B. im Sammetbachtal 300m nordwestlich des Schämerichs). Im Sediment treten kleine Strömungsrippeln und kleine Rinnen im cm bis m Bereich auf . Besonders im oberen Teil der Klerf-Schichten sind Rinnen im dcm-Bereich und Pflaster aus Schlickgeröllen nördlich des Kolles-Berg zu beobachten .

Die Fauna der mittleren und oberen Klerf-Schichten deutet mit dem Auftreten von verarmten Muschelfaunen auf brackische Ablagerungsverhältnisse hin, wobei der untere Teil noch mehr marin beeinflusst zu sein scheint. Die schlechte Entmischung des Sediments, flache Schrägschichtungskörper und viele Rutschungsphänomene deuten auf eine schnelle Schüttung des Sediments hin. REINECK 1983 deutet in der Nordeifel Teile der Klerf-Schichten als Deltakörper von zahllosen verzweigten Rinnen durchzogen, die sich in ein langsam absinkendes Becken erstrecken.
Die Mächtigkeit der Klerf-Schichten im Alftal beträgt 800-1000m.

Abb. 7: Rutschungsstrukturen in den unteren Klerf-Schichten (Unterems), Sammetbachtal ($r^{25}68\ 19\ h^{55}46\ 05$)

Abb.8: grünlicher Siltstein mit Schrumpfungsrissen und Eisenkruste in den mittleren Klerf-Schichten ($r^{25}68\ 43\ h^{55}45\ 82$)

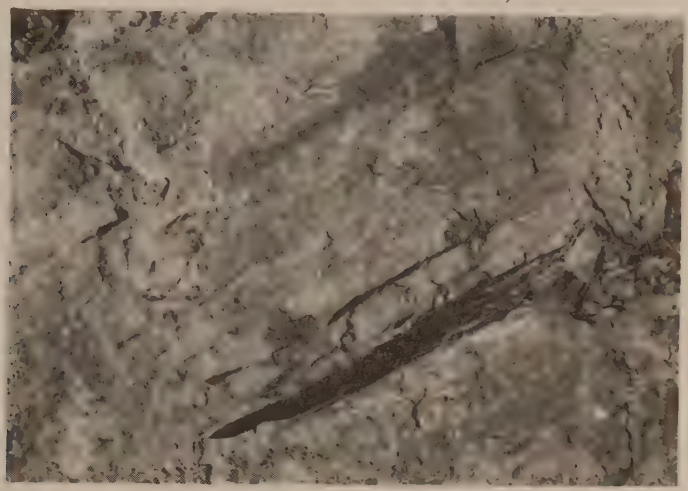


Abb.9: Schichtoberfläche mit Häufung von Spirophyton-Grabbauten, mittlere Klerf-Schichten, Straße Olkenbach-Niederscheidweiler

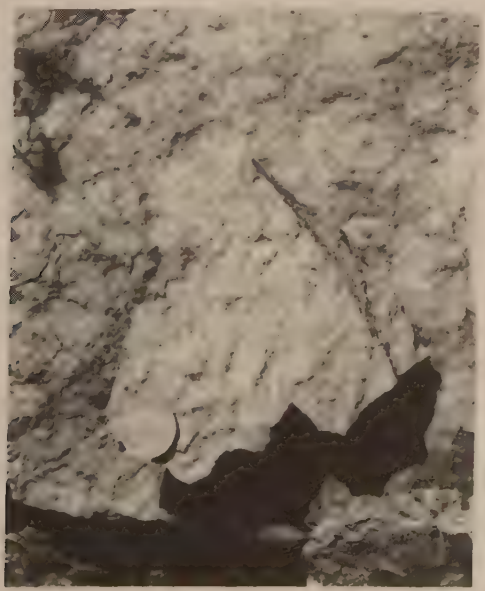
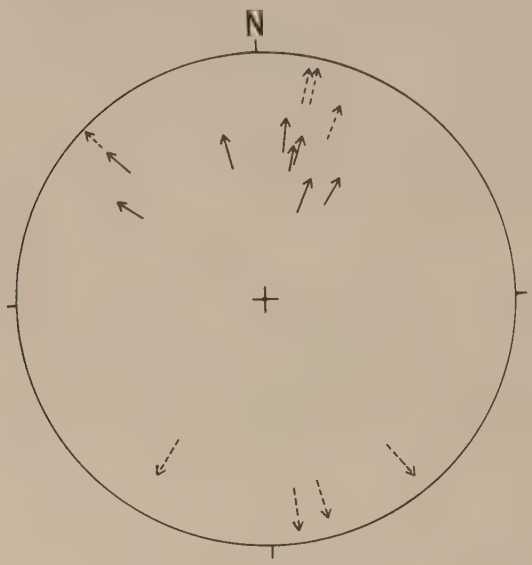


Abb. 10: Rutschungsrichtungen von synsedimentären Rutschungskörpern , gestrichelt ist der rotierte Wert



2.2.2.1. Emsquarzit (Oberems)

Der Emsquarzit bildet eine 20 - 40m mächtige markante Schichtpartie. FOLLMANN (1882 ,1891) beschreibt den Emsquarzit als erster etwas ausführlicher . Typisch sind für den Emsquarzit die "Glaswacken": überwiegend weiße bis blauweiße , seltener gelbe Quarzite mit vollständiger Einkieselung . Die Bankdicken schwanken im Arbeitsgebiet zwischen 20cm und 1m . Zwischen den Quarzitbänken treten häufig cm bis dcm dicke graue bis gelbbraune Siltlagen auf . Laminierte Schichtung , flache Schrägschichtung und Strömungsrippeln mit vereinzelten Brachiopoden- und Crinoidenschillinsen sind in den Quarzitbänken zu beobachten.
Der Emsquarzit ist morphologischer Kantenbildner am Schrack- , am Kolles-Berg und im Bereich des Hemerichskopfs.
SOLLE (1976) zieht die Grenze zum Liegenden des Emsquarzit über das letzte Auftreten von Tropidoleptus carinatus CONRAD . Die Hangendgrenze

zieht er durch das Verschwinden der letzten durchgekieselten Quarzite. In den Klerf-Schichten sind hellgraue bis weiße Quarzite, "Vorläufer-Quarzite", zu beobachten, die dem Emsquarzit sehr ähnlich sehen. (Fauna siehe SOLLE 1976). Das Auftreten dieser reinen Quarzite deutet nach SOLLE (1976) auf eine küstennahe starke Strömungs-Aufbereitung des Sediments hin, wobei die Sedimentzufuhr in den Ablagerungsraum stagniert.

Viele Schichten wie Flußbach-Schichten, Höllenthal-Schichten, Rötelgallenschiefer und Sphärosideritschiefer schwanken sehr stark in ihrer Mächtigkeit und Ausbildung. Dies kann bedeuten, daß sich Teile der Schichten im Ablagerungsraum faziell vertreten oder daß tektonische Bewegungen im Ablagerungsraum zu Sedimentationslücken geführt haben. Markante Diskordanzen ließen sich im Arbeitsgebiet nicht beobachten.
Die Schichten des Oberems sind reicher an marinen Fossilien als die Schichten des Unterems. Dies deutet im Oberems auf dominierende marine Verhältnisse im Ablagerungsraum hin.

2.2.2.2. Flussbach-Schichten (Oberems)

Helle bis rötliche Sandsteine und Quarzite, vereinzelt Grauwacken mit Tongeröllen, bilden die Flußbach-Schichten. Linsige Roteisensteinanreicherungen sind im Schaufelsbachtal westlich vonDiefenbach zu beobachten. Im Bereich von Alf beschreibt SOLLE (1976) Trümmereisenerzhorizonte von 20cm Dicke. Die Mächtigkeit der Flußbach-Schichten schwankt zwischen 20m und 160m.

2.2.2.3. Höllenthal-Schichten (Oberems)

Grüngraue, kalkige, fein- bis mittelkörnige Sandsteine im Wechsel mit sandigen Tonsteinlagen treten in den Höllenthal-Schichten auf. Lokal ist das gehäufte Auftreten von Grabbauten (Chondrites ähnlich) zu beobachten (südöstlich des Schämerichs $r^{25}69\ 17\ h^{55}45\ 28$). Die Schichten sind 40m bis 250m mächtig. Die Höllenthal-Schichten bilden den Kern des Krotzig-Hannert-Sattels. (Zur Fauna siehe SOLLE 1976).
Rote bis violette, sandige, kalkige Tonschiefer mit dunkelroten Gallen, reich an Haematit und Siderit, die " Rötelgallenfazies ", treten lokal

in wenigen Meter mächtigen Partien auf . An der Straße Olkenbach-Niederscheidweiler sind Rötelgallenschiefer am Schämerich aufgeschlossen.
Die Rötelgallen entstanden als Sideritgeoden frühdiagenetisch unter schwach reduzierenden pH-Bedingungen . Die Umwandlung von Siderit in Goethit und Hämatit scheint durch Verwitterung zu erfolgen . SOLLE (1976) führt das in der Rötelgallenfazies vorkommende Eisen auf submarin austretende Eisen-Säuerlinge zurück.

2.2.2.4. Sphärosiderit-Schiefer (Oberems)

Gelbbraune sandige Tonsteinlagen , in denen gehäuft Sideritgeoden zu finden sind , wechseln ab mit grauen Sandsteinen und Schillagen mit Siderit- und Dolomitkrusten . An der Basis der Sandsteinbänke sind vereinzelt Grabspuren zu beobachten . Im Sandstein treten Pflanzenhäcksellinsen und kleine Rinnen auf . Die Sedimentabfolge deutet auf eine zyklische Flachwassersedimentation hin . Im Schill sind neben Brachiopoden und Crinoiden auch Bryozoen-Reste zu beobachten . Die Mächtigkeit der Sphärosiderit-Schiefer schwankt zwischen 150-250m . Sie können untere Teile der Kieselgallenschiefer vertreten.
Nach JUNGMANN (1982) finden sich bei Alf in den Siderit-Geoden relativ hohe Fe-Gehalte . JUNGMANN (1982) sieht einen genetischen Zusammenhang zwischen Vulkanitlagen (Keratophyr-Tuff) und den Siderit-Geoden.

Abb.11: Sphärosideritschiefer mit Sideritgeoden (siehe Pfeil), $r^{25}69\ 20\ h^{55}45\ 00$, ander Straße Niederscheidweiler-Olkenbach, Blatt Hasborn, Alftal

2.2.2.5. Kieselgallenschiefer (Oberems)

Der Kieselgallenschiefer im Alftal besteht aus grüngrauen oder blaugrauen kalkigen sandigen Tonschiefern. Stellenweise treten 2-5cm dicke Feinsandlagen auf. Typisch ist für den Kieselgallenschiefer das Auftreten von 3-10cm großen Kieselgallen, die im Zentrum hin und wieder Pyritkristalle führen. Die Mächtigkeit der Kieselgallenschiefer beträgt 450-550m im Alftal am "Haselsbüsch".

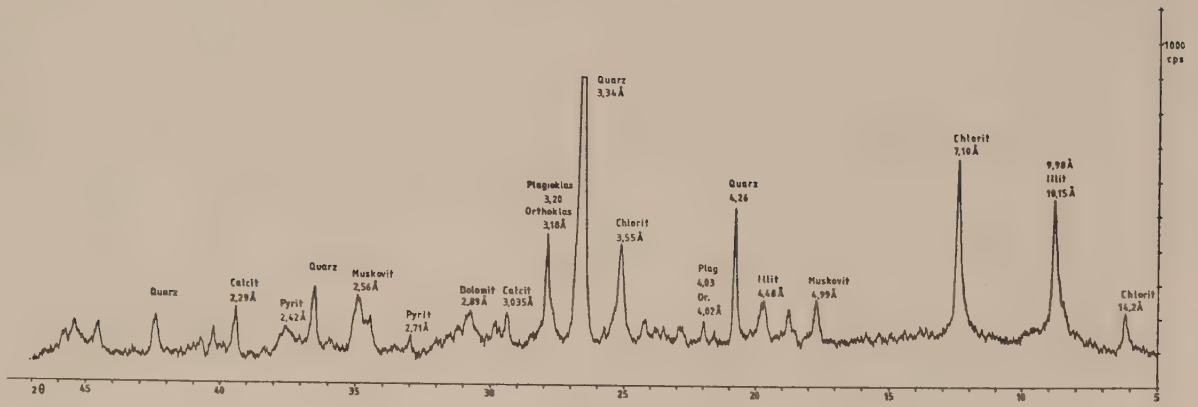
600m westlich der Ortschaft Diefenbach ist im Kern der Demichbachtalmulde eine durch Störungen begrenzte Scholle aus Kieselgallenschiefer erhalten geblieben ($r^{25}67\ 25\ h^{55}43\ 95$). Die Kieselgallenschiefer sind sehr fossilreich. 2-5cm dicke Schillagen und -linsen mit Brachiopoden und Crinoiden sind am "Haselsbüsch" häufig.

Auftauchspuren fehlen im Sediment. Es hat den Anschein, daß der Kieselgallenschiefer am "Haselsbüsch" in tieferen Wasser unterhalb der Wellenbasis, also tiefer als der Sphärosiderit-Schiefer, abgelagert worden ist.

2.2.2.6. Wissenbacher-Schiefer (Oberems, Eifel)

Der gefaltete Wissenbacher-Schiefer erreicht bei Olkenbach eine Mächtigkeit von 600-700m. Meist besteht er aus dunkelblaugrauen, kalkigen Tonschiefern. Vereinzelt treten im Wissenbacher-Schiefer 10-40cm dicke Kalklinsen auf. Die Kalklinsen enthalten Dolomit, Siderit und Pyrit. Auflösungsversuche mit Essigsäure waren negativ. Im Dünnschliff sind in den Kalklinsen Goniatiten, Styliolinen und Tentaculiten zu erkennen.
Häufig sind im Tonschiefer kleine Pyritkörner zu finden. MOSEBACH (1954) gibt einen fein verteilten Kohlenstoffgehalt für den Wissenbacher-Schiefer an. Er zeigt, daß der Wissenbacher-Schiefer und der Hunsrück-Schiefer geochemisch recht ähnlich sind.
Typisch ist für den Wissenbacher Schiefer das linsige Auftreten von pelagischer Fauna, meist Styliolinen, Tentaculithen, Goniatiten und Orthoceraten.
SOLLE (1976) beschreibt vom nördlich Olkenbach gelegenen Steinbruch (r^{25} 70 28 h^{55}43 24) eine Fauna:
Phacops sp.
Scutellum (Thysanopeltis)laciniatum (SANDBERGER)
Anarcestes lateseptatus (BEYRICH)
Anarcestes sp.
Pinacites jugleri (A. ROEMER)
Orthoceras commutatum (GIEBEL)
Orthoceras sp.
Tentaculitidae
Styliolinen
Brachiopoda ind. (kleine, glatte Formen)
Der Ablagerungsraum des Wissenbacher-Schiefers liegt unterhalb des Flachwasserstockwerks 8MEYER & STETS 1980). Im Ablagerungszeitraum des Wissenbacher-Schiefers wechseln laut SOLLE (1976) Sauerstoff arme Faulschlamm-Phasen mit Phasen stärker Durchlüftung ab.
Im oben erwähnten Steinbruch treten nach Süden auskeilende,20-40cm breite Feinsandsteinlagen auf.

Abb. 12 : Diffraktogramm einer Tonschieferlage aus dem Wissenbacher-Schiefer , $r^{25}70\ 28\ h^{55}43\ 24$, Blatt Hasborn , Alftal



Wissenbacher Schiefer

2.3. Sedimentologische Entwicklung der Moselmulde

Auffallend ist in der Moselmulde die Ausrichtung der sedimentären Transportrichtungen (wie flute casts, Schrägschichtungskörper usw.) in der NE-SW-Richtung parallel zu den Faltenachsen (GASSER 1978, WALLBRECHER 1963, WOLF 1966). Strömungs- und Gleitrichtungen von Rutschkörpern liegen quer bis senkrecht zur B-Richtung.

Auf ein prävariscisch deformiertes metamorphes Basement, nach VOLL (1983) Gneise, Granulite und Phyllite, beginnt von Westen her im Gedinne eine Transgression, die Bereiche der Wittlicher Senke und den Hunsrück erfaßt. In den Porphyrtuffen des Rotliegenden finden sich Konglomerate und Grauwacken als Nebengesteinsauswürflinge, die große Ähnlichkeit mit den Obergedinne-Sedimenten des Südhunsrücks besitzen (BINOT & STETS 1982).

Im Siegen verbreitert sich der Sedimentationsraum und erfaßt die ganze Eifel (MEYER & STETS 1980). Dem Nordkontinent, dessen Küstenlinie auf Höhe von etwa Köln-Aachen verläuft, ist ein breiter Streifen vorgelagert mit Flachmeersedimentation, "die Siegener Normalfazies". Im Arbeitsgebiet entsprechen die Saxler Schichten der "Siegener Normalfazies". An einem "untermeerischen Gefällsknick" (MEYER & STETS 1980) geht die sandige "Normalfazies" im Bereich der Siegener Hauptaufschiebung in die südlich anschließende Hunsrückschieferfazies über. Die Hunsrückschieferfazies in der Eifel ist gekennzeichnet durch fehlende Auftauchmerkmale und fehlende Pflanzenhäcksel als stärker toniges Sediment mit Faunen, die auf tieferes Wasser hindeuten. Im Bereich des Arbeitsgebietes findet der Übergang der Hunsrückschieferfazies in die flachmeerisch beeinflusste sandige "Ulmen-Gruppe" von Ost nach West im Streichen des Sedimentationstroges statt (RÖDER 1960, SIMPSON 1940). Stark anwachsende Mächtigkeiten von West nach Ost im gesamten Unterems zwischen dem Alf-, Üss- und Erdenbachtal deuten auf eine N-S-verlaufende synsedimentäre Tektonik imAblagerungsraum hin. Die Zunahme der Mächtigkeit der Schichten des höheren Unterems in Richtung Westen zwischen dem Alf- und Liesertal (KÖLSCHBACH unveröff.) zeigt eine zeitweilige Schwellenposition der Ablagerungen im Alf- und Sammetbachtal an.

Im unteren Unterems macht sich die "Manderscheider Schwelle" (LIPPERT & SOLLE 1937) mit reduzierten Mächtigkeiten der Eckfeld-Schichten besonders westlich und nordwestlich des Arbeitsgebietes bemerkbar (PRINGSAUF 1976, FUCHS 1982). Die Reudelsterz-Schichten deuten in ihrer Entwicklung

(Pflanzenhäcksel und Auftauchspuren) auf eine Regressionsphase im Bereich des Lieser- und Alftales hin. Nach Osten im Erdenbachtal sind die Reudelsterz-Schichten stärker marin beeinflußt. Die Biederburg-Schichten (bzw. Beinhausen-Schichten) und die Gladbach-Schichten sind Flachmeerablagerungen. Nach MARTIN (1960) existiert in der frühen Gladbachzeit eine N-S-Schwelle im Bereich des Liesertales, die "Landscheider Schwelle".

Im oberen Teil der Gladbach-Schichten und in den Klerf-Schichten treten Rutschungskörper in Sandsteinen auf, die auf eine schnelle Sedimentation der Ablagerungen und vielleicht auch auf eine Bodenunruhe hindeuten.

Es handelt sich zur Klerf-Zeit um einen teils von Deltaschüttungen (REINECK 1982) und teils von Watt-Bedingungen beeinflußten Sedimentationsraum mit marinen bis brackisch-limnischen Verhältnissen.

Die roten Sedimente des Klerfs sollen nach SOLLE (1970) von einer Hunsrück-Insel im Süden der Olkenbacher Mulde geschüttet worden sein. Ein Breccien-Vorkommem in den unteren Klerf-Schichten bei Alf soll die Nähe der Küstenlinie der Insel andeuten. Submarine Rutschungen sind in diesem Raum jedoch nach SE gerichtet. Zudem schränken die großen Mächtigkeiten der Schichten den für eine Insel verbleibenden Platz stark ein (MEYER & STETS 1980).

Im Bereich Alf-Cochem gehen die roten Siltsteine der Klerf-Schichten nach Osten in die hellgrauen bis dunkelgrauen Sandsteine und Tonschiefer der Nellenköpfchen-Schichten über (WUNDERLICH 1970).

Im Oberems wird durch eine Transgression von Osten her (MEYER & STETS 1980) die Regressionsbildungen der Klerf-Zeit abgelöst durch mehr marin beeinflußte Ablagerungen. Die Oberems-Gesteine sind mit 1000-1800m im Bereich der Olkenbacher Mulde erheblich gering mächtiger als die des Unterems.

Die starken Mächtigkeitsschwankungen der Schichtpartien des Oberems führt SOLLE (1976) auf synsedimentäre Störungstektonik zurück. Der Sedimentationsschwerpunkt liegt im Oberems im Koblenzer Raum. Der Emsquarzit hat im Alftal am Schämerich eine Mächtigkeit von 30-40m, wogegen er im Koblenzer Raum eine Mächtigkeit von 80-110m besitzt.

Im Oberems in den Flußbach-Schichten findet lokal noch eine Rotsedimentation statt, die auf die Nähe eines Auftauchbereichs hindeutet. Die Sphärosideritschiefer und Kieselgallenschiefer leiten in ihrer Entwicklung zu den Wissenbacher-Schiefern über. Zum Wissenbacher-Schiefer findet eine Erhöhung der Wassertiefe im Ablagerungsraum statt.

Bei Bekond und Schweich am Westende der Wittlicher Senke geht der Wissen-

bacher-Schiefer in eine Randfazies, den "Bekonder Schiefer" über (SOLLE 1976). Die Mitteldeutsche Schwelle als Hochgebiet begrenzt den Ablagerungsraum im Oberems nach Süden.

Tuffitablagerungen sind im Arbeitsgebiet nicht entdeckt worden. LANGSDORF (1974) beschreibt eine Porphyroidlage (20cm) vom Schaakberg SW'Cochem. Er ordnet den Keratophyrtuff der Basis der Singhofen-Schichten zu.

Im Unterems postuliert LANGSDORF (1974) die Existenz einer synsedimentären Hochscholle, die sich von Bad Bertrich bis ins Endertbachtal erstreckt. Sie wird nach Osten auf der Höhe von Cochem durch eine 1-2km breite synsedimentäre Bruchzone begrenzt.

3. Tektonik

3.1. Schieferung

3.1.1. Ausbildung der Schieferungsflächen

An den durch die erste Schieferung angelegten Schieferungsflächen lassen sich mikroskopisch teilweise auch makroskopisch eine Scherung und Drucklösung feststellen. Formanisotrope Minerale wie Glimmer werden durch Translationsbewegungen in die Gleitflächen eingeregelt (VOLL 1969). Quarze und Feldspäte werden im Bereich der Schieferflächen angelöst und das Gelöste wird im Druckschatten wieder ausgeschieden (PLESSMANN 1964, 1966).
Die Ausbildung der Schieferflächen ist oft Material abhängig. In sandigen Schichten sind die Schieferflächen oft weitständiger und von meist rauher und unebener Form. In vornehmlich tonigen Bereichen, wie z. B. Hunsrückschiefer- oder Wissenbacher-Schiefer-Fazies sind die Schieferflächen engständiger und leichter spaltend.
Die Intensität der Schieferungsausbildung, der Glanz auf den Schieferflächen läßt sich mit der Illit-Kristallinität gut korrellieren.
Im Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung im Üss- und Erdenbachtal sind die Schieferungsflächen am besten ausgebildet. Die Deformationsintensität und die Versenkungsmetamorphose sind hier am höchsten im Arbeitsgebiet. In den sandigeren Bereichen der Saxler-Schichten ist die Schieferung nur stellenweise schwach zu erkennen.
Im Wechsel zwischen kompetenten Sandlagen und inkompetenten Tonlagen beobachtet man häufig im Alf- und Sammetbachtal südlich Mückeln und im Üssbachtal südlich Bad Bertrich eine Schieferungsbrechung. Nach FURTAK (1962) ist die Schieferungsbrechung charakteristisch für Bereiche geringerer Gesteinsdeformation. In den stärker deformierten Partien im Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung konnte im Dünnschliff häufig aber auch eine Schieferungsbrechung beobachtet werden.
Im Aufschluß 250m nördlich der Oberscheidweiler Mühle ($r^{25}67\ 77\ h^{55}50\ 37$) ist Schieferungsbrechung und die Zerscherung einer 20cm breiten Sandlage zu beobachten. Die Schieferung bildet hier im Kern eines Sattels einen Vergenzfächer. Die Schieferflächen in der Sandsteinlage fallen auf dem Südflügel des nordwestvergenten Sattels flacher nach Norden ein als in den mehr tonigen Lagen. In den sandigen Lagen ist der Winkelbereich des Vergenzfächers größer als in den mehr tonigen Lagen.

Abb. 13a : Aufschluß nördlich der Oberscheidweiler Mühle

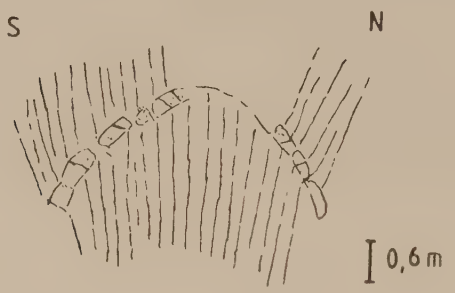
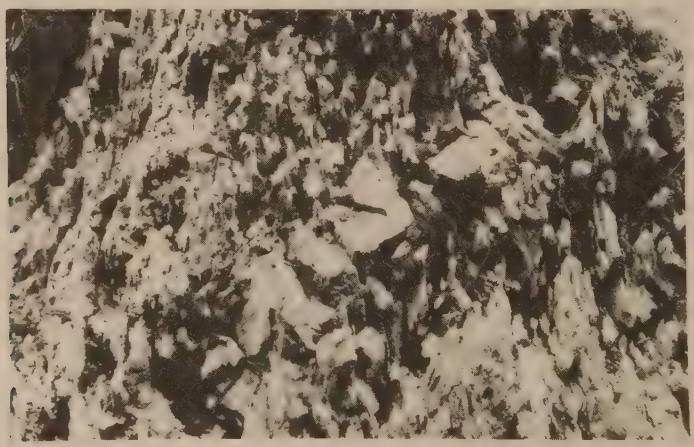


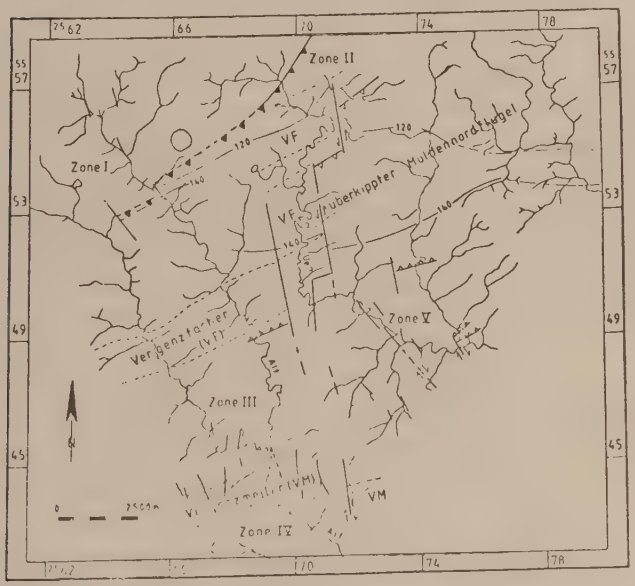
Abb. 13b : Aufschluß 250m nördlich Oberscheidweiler Mühle , Alftal , Schieferungsbrechung an zerscherter Sandsteinlage (Reudelsterz-Schichten)



Eine Schieferungsbrechung mit sigmoidalen Verbiegungen der Schieferungsflächen zur mehr kompetenteren Lage ist an der Straße Beuren - Bad Bertrich zu beobachten ($r^{25}76\ 05\ h^{55}49\ 23$).
Das Einfallen der Schieferflächen ist meist ähnlich dem Einfallen der Faltenachsenebenen . Das Maximum der Schieferungsflächen weicht in einigen

Falten um 1-20° von der Faltenachsenebene ab (RICHTER 1961) . Unterschiedliches Material auf den Faltenflanken kann ein solches Abweichen hervorrufen . Die Streichrichtung der Schieferflächen weicht gegenüber der Streichrichtung der Faltenachsen um wenige Grad ab (siehe Karte von Bad Bertrich Anlage 8). Der Winkel zwischen dem Einfallen von Schichtung und Schieferung ist in den steilen Faltenschenkeln häufig kleiner als auf den flachen Flügeln (ENGELS 1959) . Im langen überkippten Muldennordflügel des Erden- , des Lotter- und des Ellerbachtals nimmt der Winkel zwischen dem Einfallen von Schichtung und Schieferung von SW nach NE leicht ab . Im Nordosten befinden sich die durch höhere Versenkungsmetamorphose stärker beanspruchten Schichtpartien des Arbeitsgebietes.

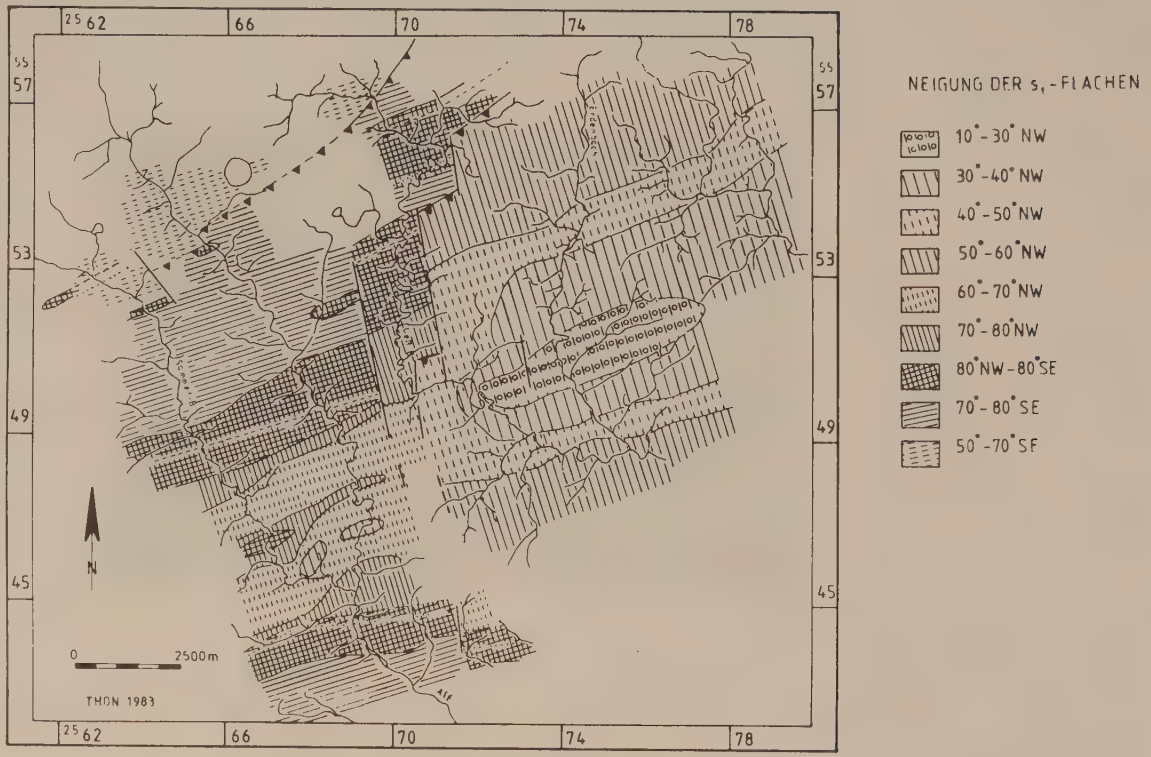
Abb.14 : Einteilung des Arbeitsgebietes in einzelne Zonen (I-V) , Querstörungen mit Bewegungssinn und Linien mit Illit-Kristallinität Hb rel. = 120 , Hb rel. = 140 , Vergenzfächer (VF) ,Vergenzmeiler (VM)



3.1.2. Die Lage der Schieferungsflächen (1. Schieferung)

(siehe Schieferungskarte Anlage 1 und Schieferungsneigungskarte Abb.15)
Nach dem Einfallen der Schieferungsflächen lassen sich im Arbeitsgebiet fünf verschiedene Zonen unterscheiden (siehe Abb.14 S.39).
Durch zwei NNW-SSE verlaufende Querstörungen erfährt das Gebiet eine Zweiteilung. Wobei sich an der östlichen der beiden Querstörungen der stärkste Wechsel im Einfallen der Schieferflächen und in der Vergenz vollzieht. Der östliche Teil des Arbeitsgebietes ist weitgehend SE-vergent bis auf einen schmalen Streifen im Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung. In der Zone I im Sammet- und Alfbachtal herrscht hauptsächlich NW-Vergenz vor. Die Schieferflächen fallen im Norden der Zone I im Liegenden der Siegener Hauptaufschiebung meist mit 50-70° nach SE ein. Im Sammetbachtal ist 300m südlich des Lenzenhauses ein nur wenige Meter breiter Vergenzfächer in einem Sattel und ein Vergenzmeiler in einer Mulde ausgebildet. Solche auf eine Spezialfalte bezogenen Vergenzmeiler und -fächer kann man im Diefenbach- und im Alftal an der Oberscheidweiler Mühle beobachten.
Ein großer Vergenzfächer durchquert auf Höhe der Ortschaft Oberscheidweiler das Alf- und das Sammetbachtal. Der Vergenzumschlag findet im Alftal in einer ungefähr 2km breiten Zone statt, die von der Mündung des Diefenbachs in die Alf bis zum Allmer Berg reicht. Im Sammetbachtal reicht sie vom Fahrbachtal bis zur Hasborner Mühle. In dieser 2km breiten Zone schwankt das Einfallen der Schieferflächen von 80°SE bis zu 80°NW.
An einer NNW-SSE verlaufenden Querstörung westlich des Üssbachtales ist der Vergenzfächer nach Norden versetzt worden. Seine "Vergenzwechselzone" reicht im Üssbachtal vom Taschen-Berg bis zur südlichen Blattgrenze des MTB Gillenfeld. Der Vergenzfächer wird in seiner östlichen Fortsetzung durch Querstörungen nach Norden versetzt und durch nach NW-gerichtete Überschiebungen unterdrückt. Im Bereich der Überschiebung nördlich Lutzerath findet ein abrupter Vergenzwechsel statt (siehe Profil C-D). Hier stoßen an einer SW-NE verlaufenden Linie am Hergenberg von Süden mit 40-60°NW fallende Schieferungsflächen auf mit 70-80°SE fallende Schieferungsflächen. Der Vergenzfächer ist hier asymmetrisch gebaut. Ein allmählicher Übergang von der NW-Vergenz in die SE-Vergenz, wie er im Vergenzfächer zu beobachten ist, findet hier nicht statt. HOEPPENER (1957b) verbindet den Vergenzfächer im direkten Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung mit dem des Sammetbachtals , so als

Abb.15 : Neigung der Schieferungsflächen im Arbeitsgebiet



ob N-S streichende Schieferflächen zwischen dem Üssbachtal und dem Alftal vorhanden seien, dies trifft nicht zu.

Der große Vergenzfächer wird durch Querstörungen soweit nach Norden versetzt, daß er in die Vergenzwechselzone des Vergenzfächers im direkten Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung hineinläuft. Er ist aber nicht die direkte streichende Fortsetzung des Vergenzfächers. Der Vergenzfächer der Zone II nähert sich von Osten kommend der Siegener Hauptaufschiebung und scheint im Bereich des Immerather Rischs mit ihr zusammenzulaufen. Die SE-vergente Zone mit NW-fallenden Schieferflächen hat im Alf- und Sammetbachtal eine Breite von 4-5km. An den beiden großen Querstörungen verbreitert sie sich auf über 10km in östlicher Fortsetzung. In der Zone III fallen die Schieferungsflächen mit 60-70° nach Nordwesten ein. Eine Zone mit steilerem Einfallen der Schieferflächen ist am "Wahlbach" im Sammetbachtal zu beobachten.

In streichender Fortsetzung der Zone III fallen in der Umgebung von Hontheim in der Zone V die Schieferflächen mit 40-55°NW. Im Erdenbachtal (Zone V) in einem ovalen 1-2km breiten Bereich findet man fast flach liegende Schieferflächen (20-30°NW). Nach Norden in Richtung Lutzerath und nach Süden wird das Einfallen der Schieferflächen allmählich steiler.

Der Vergenzmeiler der Moselmulde verläuft vom Demichbachtal von Westen über den "Hannert" in Richtung auf Alf. An einer N-S paralell zum Ewesbachtal verlaufenden Querstörung ist der Vergenzmeiler in östlicher Fortsetzung nach Süden versetzt. Der Umschlagsbereich des Vergenzmeilers ist 1km breit.

Er verläuft im Demichbachtal in Sphärosiderit-Schiefern. Östlich des Ewesbachtales verläuft er im Wissenbacher-Schiefer und im Kieselgallenschiefer.

In der NW-vergenten Zone IV fällt die Schieferung mit 70-80° nach SE ein. Bei Olkenbach ist im Wissenbacher-Schiefer am Rand der Wittlicher Senke die stärkste NW-Vergenz der Zone IV mit ungefähr 70°SE fallenden Schieferflächen zu beobachten.

3.1.3. Knitterung der Schieferungsflächen

Die Knitterung der Schieferungsflächen ist im Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung im Üssbachtal bei Wagenhausen zu beobachten. RAUFI (1972) beschreibt das Auftreten von s_2-Flächen und das Auftreten einer Knitterung der s_1-Flächen aus dem Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung aus dem Raum Leutesdorf - Neuwied - Bendorf . RAMSAY (1967) beschreibt dieses Phänomen als "kink bands" , "knick zones" oder "joint drags".

Abb.16: Knickzone im Tonschiefer ohne erkennbare Schichtung , Üssbachtal , am Weiberbusch $r^{25}70\ 18\ h^{55}56\ 08$ (Verzahnungszone : Hunsrückschiefer - Ulmen-Gruppe) (3cm entsprechen 1mm)

Es handelt sich hier um mm bis cm breite Knickbänder , die den Tonschiefer nur auf wenigen dcm durchsetzen . Die Knickbänder laufen trichterförmig zusammen und enden an flexurartigen Bewegungsflächen parallel den

Schieferungsflächen. Die Umbiegung zwischen dem rotierten und nicht rotierten Bereich ist meist scharf, häufig wird sie noch durch einen Bruch betont. Am Weiberbusch im Üssbachtal ($r^{25}70\ 18\ h^{55}56\ 08$) sind auf SE-fallenden bis steilstehenden Schieferflächen (s_1: 50/74SE) mm bis cm breite Knickbänder (Knickbänder: 62/53NW) zu beobachten.
HOEPPENER (1957) beschreibt solche Knickzonen aus dem Endertbachtal. Er sieht diese Flexuren an Verschiebungsflächen gebunden an.

3.2. Faltenbau

3.2.1. Faltenachsen und Faltenspiegel

Der Faltenspiegel fällt von den Orten Gillenfeld und Saxler zum Zentrum der Moselmulde 500m nördlich Olkenbach hin ab. Die Faltenachsensammeldiagramme wurden vom NW-, SW- und SE-Teil des Arbeitsgebietes in den Ecken der Achsenkarte dargestellt. (siehe Achsenkarte Anlage 2).
Ähnlich wie bei Kapitel 3.1.2.: die Lage der Schieferungsflächen (siehe Abb. 14, 15) lässt sich das Arbeitsgebiet in Zonen mit unterschiedlichen Faltenbau aufgliedern (Zone I-V).
Im NW-Teil des Arbeitsgebietes bei Gillenfeld (Zone I) tauchen die Faltenachsen sowohl nach SW als nach NE ab. Sie streichen mit 51-86° (Maximum: 58-72°) und tauchen zwischen 12°SW und 10°NE ab. Eine Ausnahme in der Zone I bilden zwei Spezialfalten im Diefenbachtal südlich des "Schmalerwieserberg". Sie tauchen mit 18° und 23° nach SW ab. Vielleicht ist hier an der nicht weit (200m) östlich gelegenen N-S-Querstörung eine leichte Schollenkippung nach Westen erfolgt.
Südlich des Vergenzfächers beginnt im Alf- und Sammetbachtal (Zone III) eine intensive Spezialfaltung. Nördlich des Vergenzfächers existiert ein 2km breiter Bereich, der im Sammetbachtal keine Falten zeigt. Im Alftal sind nur an der Oberscheidweiler Mühle Spezialfalten im Meterbereich zu beobachten.
Im Liegenden der Siegener Hauptaufschiebung bildet der Gillenfelder Sattel eine Großstruktur. Er taucht am Holzmaar nach SW und östlich Gillenfeld nach NE ab. Im Alf- und Sammetbachtal ist sein 1-2km breiter mit 30-50°SW fallender Südflügel und sein 100-500m breiter, steil stehender bis überkippter Nordflügel aufgeschlossen (siehe Abb.18h). Nach Osten ver-

schwindet der Gillenfelder Sattel unter der Siegener Hauptaufschiebung. Im Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung ist der Sattel von Wagenhausen als große Sattelstruktur aufgeschlossen. Der Sattel ist durch eine Überschiebung in seinem Umbiegungsbereich gestört. In ihm verläuft der große Vergenzfächer im Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung. (siehe Abb. 18 g) Im Üssbachtal ist sein ungefähr 1000m breiter überkippter Sattelnordflügel aufgeschlossen. Der ungefaltete mit 70-89°SE fallende Südflügel ist 6-7km lang.

Die Falten der Zone I im Sammet- und Alftal setzen sich nicht nach Osten fort . Sie enden an einer N-S verlaufenden Querstörung . Im Üssbachtal ist ein 6-7km langer Muldennordflügel aufgeschlossen mit Schichtfallen von 70 - 90° SE (siehe Abb. 17) . Östlich des Üssbachtals schließt sich hinter einer weiteren Querstörung ein stark überkippter Muldennordflügel an (Einfallen der Schichten 40-75° NW überkippt). Das Streichen der Schichtung und Schieferung im überkippten Muldennordflügel biegt vom Erdenbachtal (Streichen der Schichtung : 232 - 258°) zum Endertbachtal (Streichen der Schichtung : 208 - 233°) um 20-30° nach Norden ab. (siehe Strukturkarte Anlage 3 und Abb. 17).

Im SW-Teil des Arbeitsgebietes bei Hasborn (Zone III) tauchen die Faltenachsen meist mit 8-26° nach SW ab und streichen mit 45-90°.

Bei Willwerscheid am Schrackberg ist eine kleine Achsenkulmination ausgebildet.. Östlich und südöstlich dieser Kulmination tauchen die Faltenachsen meist nach NE ab. Als Großstrukturen treten im Südteil des Arbeitsgebietes in den Schichten des Oberems die Demichbachtal-Mulde und der Hannert-Krotzig-Sattel auf. Die ungefähr 400-500m breite Demichbachtal-Mulde mit der Ortschaft Diefenbach führt in ihrem Kern Sphärosideritschiefer und einen Rest Kieselgallenschiefer (500m westlich der Ortschaft Diefenbach gelegen). Sie tritt morphologisch als Tal hervor , weil die weichen Sphärosideritschiefer leicht erodiert werden konnten. Sie taucht östlich des Ortes Diefenbach mit 8° nach NE ab. Am oben erwähnten Punkt 500m westlich der Ortschaft Diefenbach ($r^{25}67\ 25\ h^{55}43\ 95$) taucht sie bedingt durch eine Schollenrotation an einer Querstörung mit 30°nach SW ab. 70 m weiter westlich hinter einer weiteren Querstörung taucht sie mit 2-6° nach SW ab. Der Vergenzmeiler der Moselmulde verläuft am Südrand dieser Mulde. Der Hannert-Krotzig-Sattel bildet morphologisch einen 700-800m

breiten Höhenrücken, in dessen Kern die härteren Sandsteine der Höllenthal-Schichten aufgeschlossen sind. In der Zone V, im stärker SE-vergenten Bereich um Bad Bertrich pendelt das Einfallen der Spezialfaltenachsen um 0^{o}. Einige Faltenachsen tauchen nach Nordosten als auch nach Südwesten ab. Häufig sind in der Zone V Sättel mit steilen bis stark überkippten Südflügel. Im Zentrum der ellipsenförmigen Zone mit fast flachliegender Schieferung treten eine liegende Mulde und ein liegender Sattel auf. Die im Erdenbachtal gut aufgeschlossene, liegende Mulde ($r^{25}73\ 91\ h^{55}51\ 08$) hat einen mit $40\text{-}70^{o}$NW fallenden überkippten Nordflügel und einen flach nach Süden geneigten Normalflügel.

Abb.17: Liegende Mulde im Erdenbachtal, Maiwald ($r^{25}73\ 91\ h^{55}51\ 08$)

Abb. 18 : Gefügediagramme des langen Muldennordflügels
Abstufung 0-5-10-15-20-25-30%

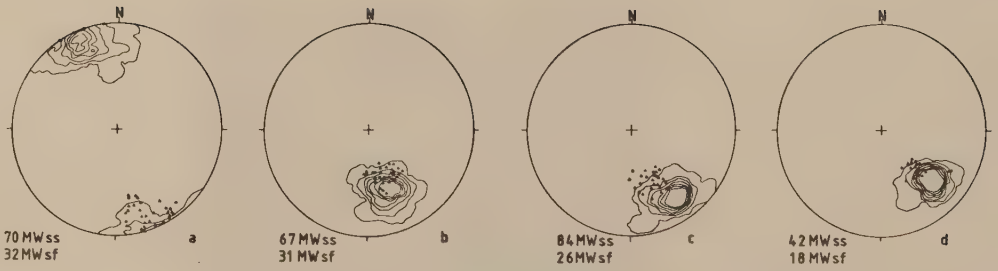
a : langer nur vereinzelt überkippter Muldennordflügel im Üssbachtal
70 ss-Pole (Streichen : 50-84° Maximum : 58-77°, Einfallen Maximum : 70-87°SE)
32 sf-Pole

b : überkippter Muldennordflügel im Erdenbachtal
67 ss-Pole (Streichen : 232-258° , Einfallen 40-70°NW)
31 sf-Pole

c : überkippter Muldennordflügel im Lotter- , Weiler- und Ellerbachtal
84 ss-Pole (Streichen : 218-253°,Maximum : 226-246°,Einfallen : 50-75°NW)
26 sf-Pole

d : überkippter Muldennordflügel im Endertbachtal
42 ss-Pole (Streichen : 208-233° , Einfallen : 40-70°)
18 sf-Pole

Abb. 18:



LEGENDE zu a,b,c,u.d

- Linien: 0-5-10-15-20-25-30% aller MWss pro Auszähleinheit
- Messwert sf

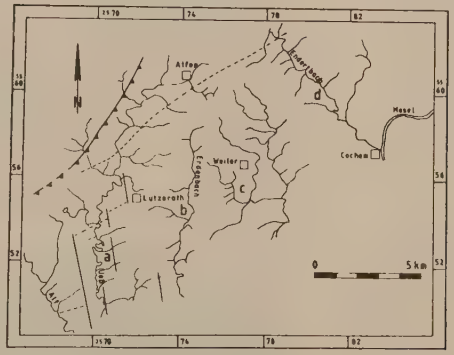


Abb. 19 : Gefügediagramme einzelner Falten
Abstufung 0-5-10-15-20-25-30%
ss-Pole wurden ausgezählt , sf-Pole als Dreiecke dargestellt ,
-Kreis als gestrichelte Linie , Faltenachse (B) als Kreis

a : Mulde südlicher Ortseingang Bad Bertrich (Zone V)
(r^{25}74 49 h^{55}48 55) , SE-vergent , B : 60°/2°SW

b : liegende Mulde im Erdenbachtal , Maiwald (Zone V)
(r^{25}73 91 h^{55}51 08) , SE-vergent , B : 79°/4°NE

c : Mulde westlich Ebbelfeld , Üssbachtal (Zone V)
(r^{25}70 37 h^{55}49 72) SE-vergent , B : 93°/12°SW

d : gestörte Mulde im Hesselbachtal nordöstlich Krinkhof (Zone V) ,
Überschiebung als Großkreis dargestellt,
(r^{25}73 27 h^{55}47 51) , SE-vergent , B : 82°/11°SW

e : Sattel bei der Oberscheidweiler Mühle (Zone I)
(r^{25}67 77 h^{55}50 37) , NW-vergent , B : 64°/10°SW

f : Sattel an der Tankstelle , Bad Bertrich (Zone V)
(r^{25}73 45 h^{55}49 09) , SE-vergent , B : 67°/5°SW

g : gestörter Sattel bei Wagenhausen (Zone II) , Üssbachtal
(r^{25}69 77 h^{55}56 43) , NW-vergent , B : 57°/6°NE

h : Sattel Gillenfeld (Zone I) , Alftal
(r^{25}64 57 h^{55}55 11) , NW-vergent , B : 54°/0° , 51°/3°NE

i : Sattel Udler (Zone I) , Alftal
(r^{25}62 75 h^{55}56 18) , NW-vergent , B : 63°/4°NE

j : Mulde von Niederscheidweiler (Zone III) , SE-vergent , Alftal
(r^{25}68 5 h^{55}48 00) , B : 77°/8°SW

k : Sattel vom "Hannert" (Zone III) , SE-vergent , Alftal
(r^{25}69 23 h^{55}44 52) , B : 65°/3°NE

l : Mulde der Hasborner Mühle (Zone III) , SE-vergent , Sammetbach-
tal
(r^{25}66 185 h^{55}47 67) , B : 75°/8°SW

Abb. 19 :

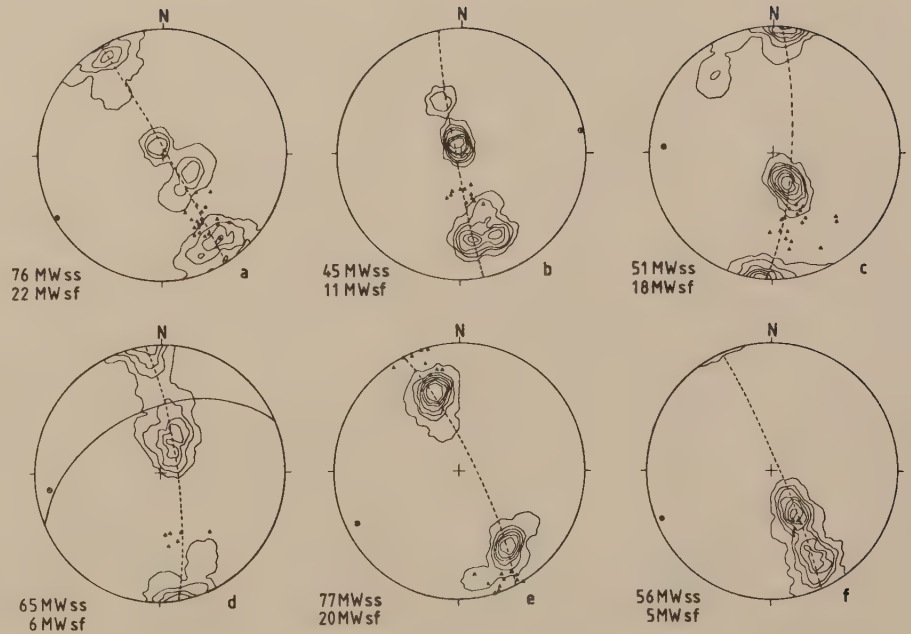
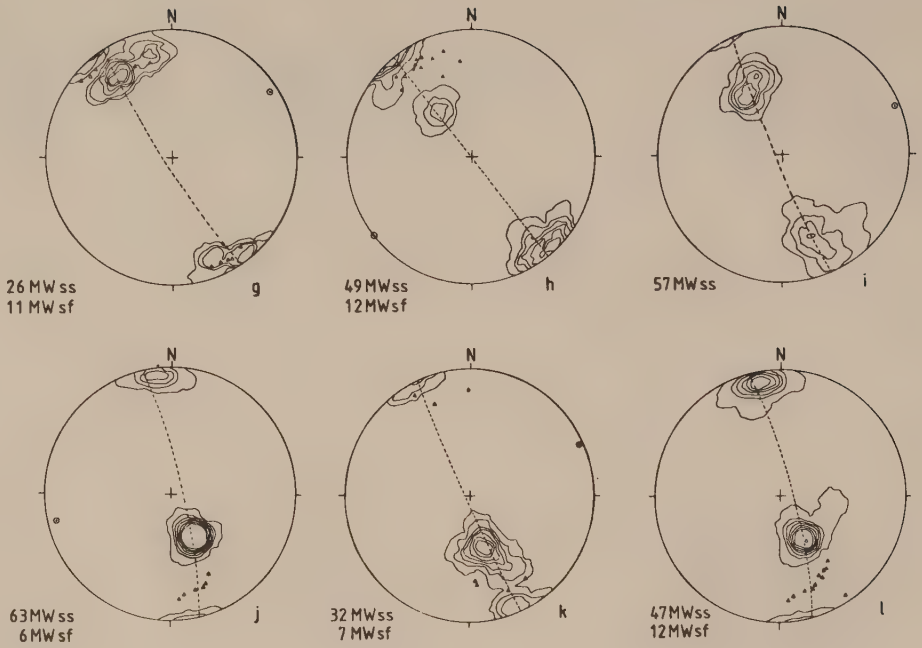

N
76 MWss
22 MWsf
a
N
45 MWss
11 MWsf
b
N
51 MWss
18MWsf
c
N
65 MWss
6 MWsf
d
N
77MWss
20MWsf
e
N
56MWss
5MWsf
f

Abb. 19 :


N
26 MW ss
11 MW sf
g
N
49 MW ss
12 MW sf
h
N
57 MW ss
i
N
63 MW ss
6 MW sf
j
N
32 MW ss
7 MW sf
k
N
47 MW ss
12 MW sf
l

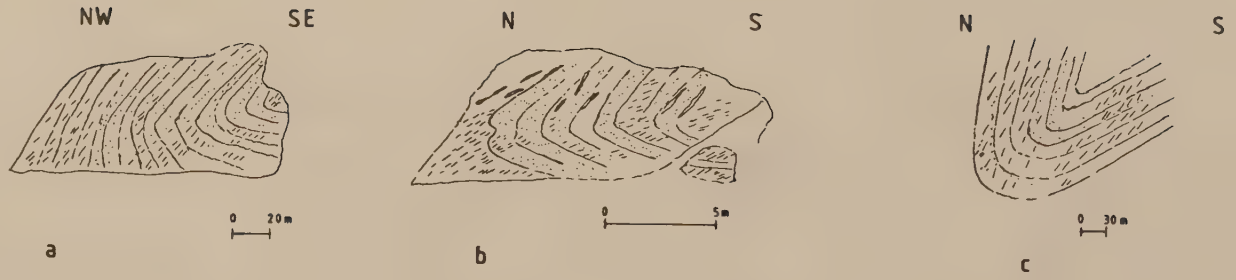
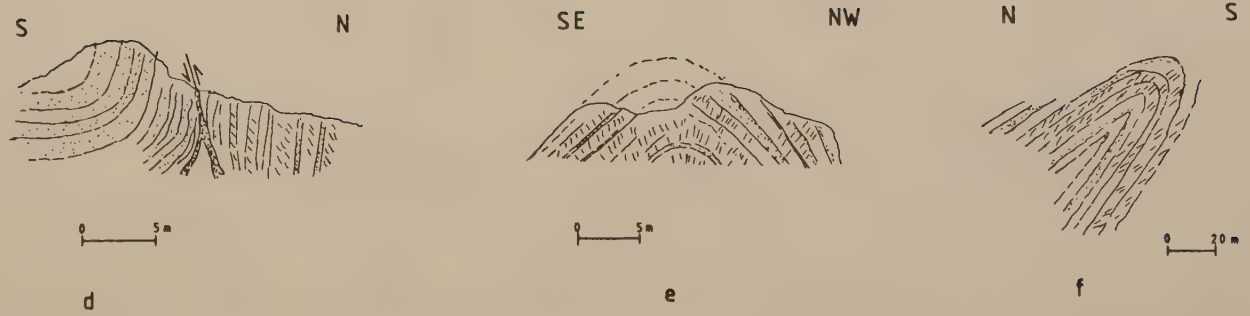


Abb. 19 :



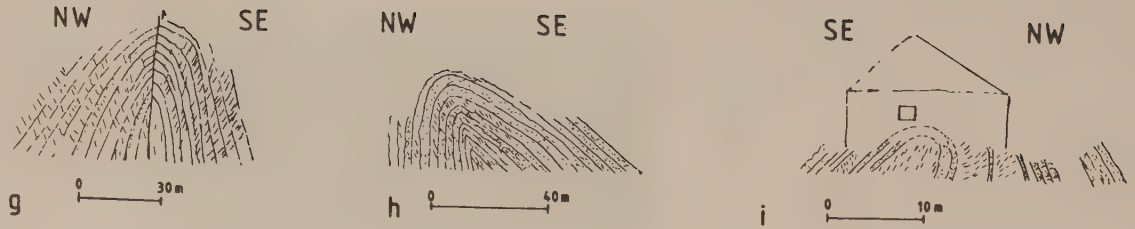

NW
SE
0
30 m
g
NW
SE
0
40 m
h
SE
NW
0
10 m
i

Abb. 19 :

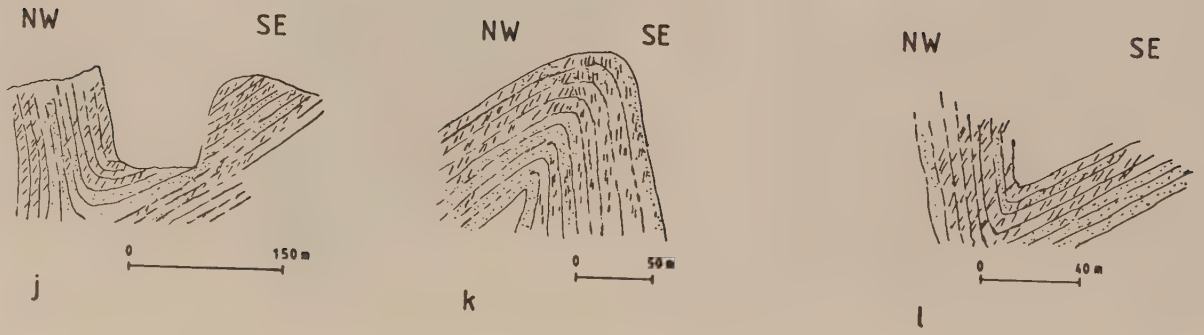
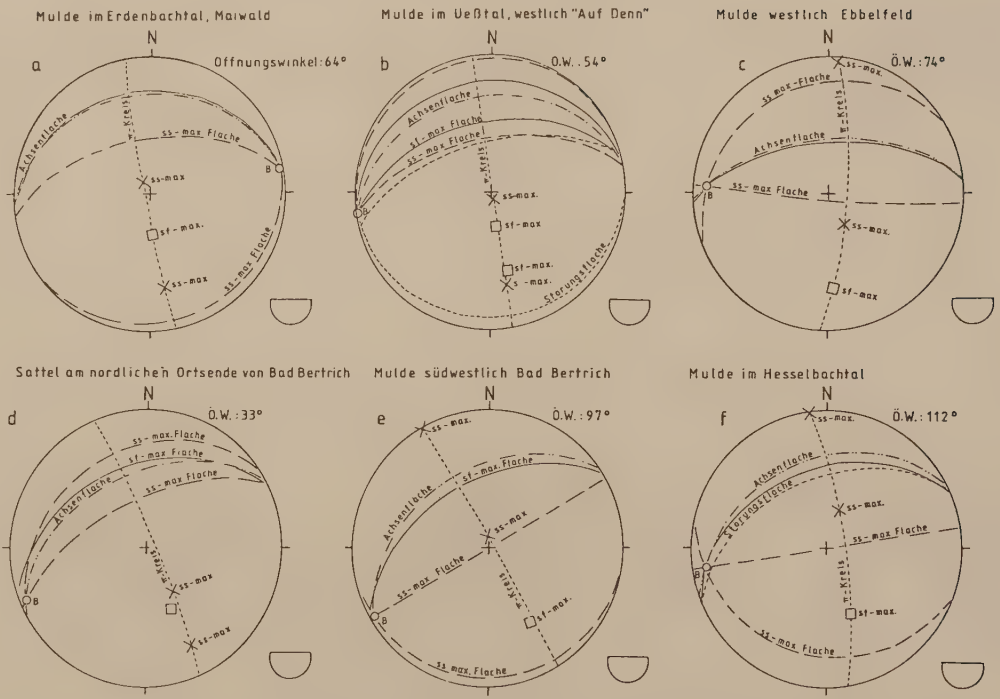

NW
SE
0
150 m
j
NW
SE
0
50 m
k
NW
SE
0
40 m
l

Abb. 20 :

Falten aus der SE-vergenten Zone V bei Bad Bertrich



Gut aufgeschlossen war beim Bau der Umgehungsstraße von Bad Bertrich eine Mulde (B : $60^{o}/2^{o}$SW) am südlichen Ortsende ($r^{25}74\ 49\ h^{55}48\ 55$, siehe Abb. 19a , Abb.20e) . Sie bildet mit 200-400m Breite eine etwas größere Struktur gegenüber der hier sehr kleinräumigen Faltung . Im Nordflügel der Mulde sind die Schichten überkippt bis steil SE fallend. Der flach liegende Südflügel der Mulde ist schwach nach Süden geneigt. Er fällt mit $5-20^{o}$SE . In der Östlichen Fortsetzung wird die Mulde von südvergenten Überschiebungen im Erdenbachtal zugeschoben.
Ins Hesselbachtal lässt sie sich nach Westen weiterverfolgen . Sie tritt hier nicht mehr als Großstruktur hervor und taucht mit 10^{o} nach SW ab.

Abb. 21 : Mulde südliches Ortsende von Bad Bertrich ($r^{25}74\ 49\ h^{55}48\ 55$)

SHOU-CHANG (1940) beschreibt das Einfallen der Faltenachsen beiderseits der Eifeler Nord-Süd-Zone . Sie fallen gegen das Depressionsgebiet ein. Bei Annäherung an den Ostrand der Eifeler Nord-Süd-Zone können laut SCHENK (1937) die Inklinationsbeträge der Faltenachsen bis zu 50^{o} an-

wachsen . Häufig sei nach SCHENK (1937) ein Einfallen der Faltenachsen von 5-20°SW am Westrand des Eifel-Siegerländer-Blocks zu beobachten. CLOOS (1940) bezeichnet " streifenförmige Zonen mit einseitig geneigten Achsen " als " Achsenrampen " . Ein einheitliches SW-Fallen mit 5-25°SW ist nur in der Zone III im Sammetbachtal bei Hasborn zu beobachten. Häufiger ist wie in der Zone I und V ein entgegengesetztes Abtauchen aufeinander folgender Falten nach NE und SW zu beobachten..

3.2.2. Öffnungswinkel der Falten

Der Öffnungswinkel einer Falte kann als Maß für die Einengung betrachtet werden (RAMSAY 1967 S. 349) . Der Öffnungswinkel wurde im Schmidt'schen Netz ermittelt und bei wenigen Falten auch direkt gemessen . Eine Karte mit den Öffnungswinkeln wurde angefertigt (siehe Abb. 22).
Die Faltenöffnungswinkel im Arbeitsgebiet liegen zwischen 30° und 125°. In der NW-vergenten Zone I liegt das Maximum der Öffnungswinkel zwischen 60° und 90° . Die aus dem Sammeldiagramm der Zone I ermittelte Falte hat einen Öffnungswinkel von 79° (siehe Abb.25a und Abb. 26a).
Der Öffnungswinkel des Sattels von Wagenhausen im Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung mit 35° ist nicht real , da in der Sattelumbiegung eine Überschiebung vorhanden ist , die den Öffnungswinkel verkleinert . In der Zone III (SE-vergent) liegt das Maximum der Öffnungswinkel zwischen 55 und 85° . Der Öffnungswinkel der Durchschnittsfalte dieser Zone III liegt bei 72° . (siehe Abb.25c und Abb.26c) Die Einengung der Falten im SE-vergenten Bereich der Zone III ist etwas größer als in der NW-vergenten Zone I . In der SE-vergenten Zone V treten mit 30-40° die Falten mit den kleinsten Öffnungswinkeln auf , die Durchschnittswerte liegen hier bei 57° . (siehe Abb.25e und Abb.26e) . Südlich Bad Bertrich werden die Öffnungswinkel mit dem Aufrichten der Schieferflächen wieder etwas weiter (über 70°) . Die Ausbildung des Öffnungswinkels einer Falte ist oft sehr materialabhängig . Bei stärker sandigen Schichten sind größere Winkel zu erwarten als bei stärker tonigem Material . Außerdem wird der Öffnungswinkel der Falte von der Bankdicke der Schichten beeinflusst.

LEGENDE
Faltenoptimungswinkel
30 - 50°
51 - 65°
66 - 75°
76 - 90°
~ 91°
Weiler
Lützerath
Holtheim
Mutrhein
Obersch.weiler
Hatborn
Wal.scheid
Strahn
Gillenfeld
0
1000
2500 m
THON 1984

Abb. 22 :

3.2.3. Faltenform

Asymmetrische Falten sind im Arbeitsgebiet häufig mit entweder Nord- oder Südvergenz . Im Bereich des Vergenzfächers im Sammet- und Alftal treten Falten mit schwacher Vergenz auf. Kleinfalten im Meterbereich treten häufig im Liegenden oder Hangenden von Überschiebungen auf . Hier ist das Streichen und Einfallen der Faltenachsen und die Faltenform sehr unregelmäßig . An der Straße Beuren - Bad Bertrich in einer 300-400 m breiten , SE-vergenten Störungszone treten Koffer- und Pilzfalten auf ($r^{25}75\ 47\ h^{55}49\ 17$).

Abb.23 : Isoklinale Falte , 2,5m breit ($r^{25}75\ 47\ h^{55}49\ 17$) , Straßenkehre der Straße Beuren - Bad Bertrich

In einigen gut aufgeschlossenen Falten wurden die Mächtigkeiten der Schichtpakete auf den Flügeln und im Faltenscheitel gemessen . In dem NW-vergenten Bereich ist eine relative Ausdünnung der Steilflügel gegenüber den flachen Normalflügeln zu beobachten . In der SE-vergenten Mulde am südlichen Ortsausgang von Bad Bertrich sind die Sandsteinbänke des flachen , normalen Südflügels um 10-12% dicker als im überkippten Nordflügel der Mulde (siehe Abb. 21) . Eine relative Ausdünnung der Steil- bis Überkipptflügel der Falten ist auch im SE-vergenten Bereich zu beobachten.

Abb. 24 : SE-vergenter Sattel und Mulde in den unteren Klerf-Schichten , Steinbruch Schämerich , Alftal

Abb. 25 : Gefügesammeldiagramme

a : NW-vergenter Bereich (Zone I)

b : NW-vergenter Bereich und Vergenzfächer im Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung (Zone II)

c : SE-vergenter Bereich (Zone III) im Alf- und Sammetbachtal

d : NW-vergenter Bereich (Zone IV) im Alftal bei Olkenbach

e : stark SE-vergenter Bereich (Zone V) bei Bad Bertrich im Üss- und Erdenbachtal

Abb.25:

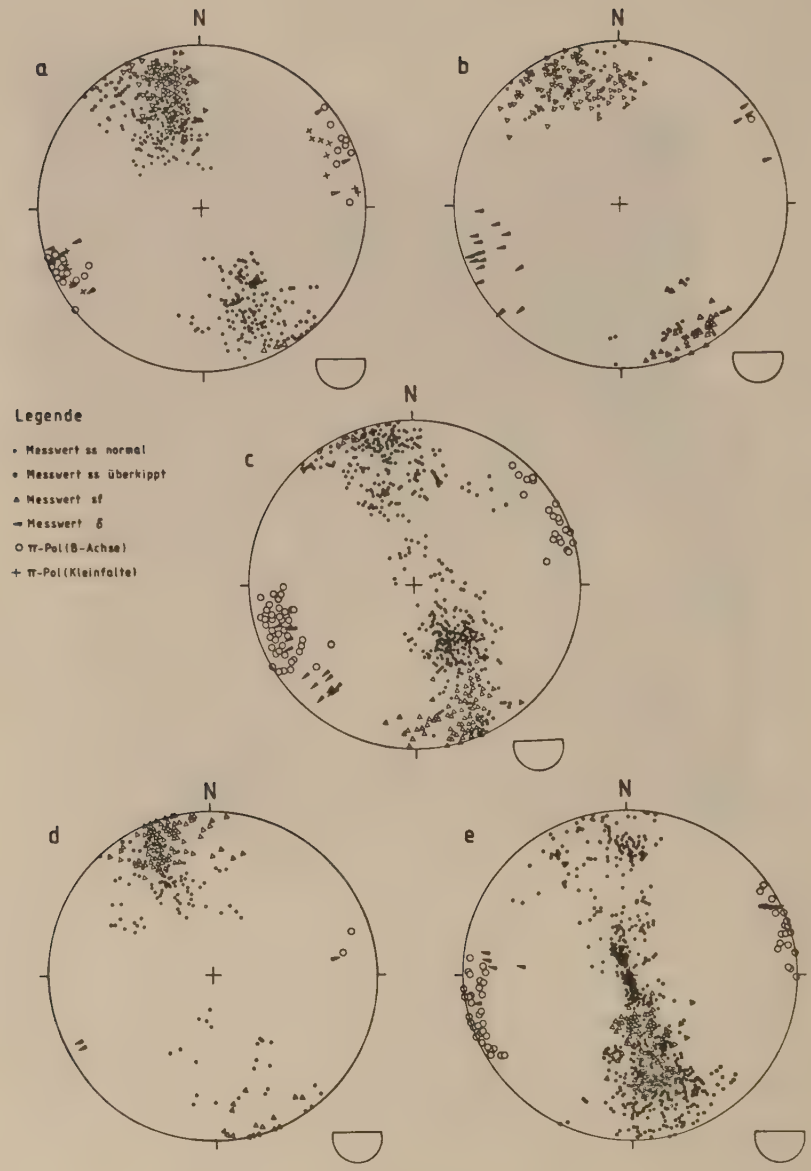
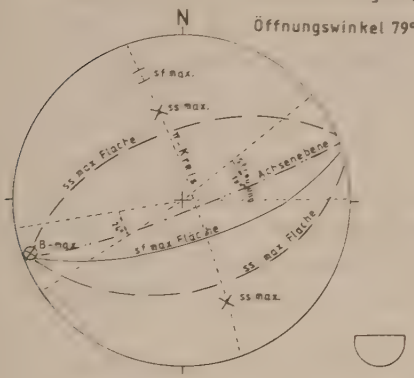

a
N
b
N
c
N
d
N
e
N
Legende
• Messwert ss normal
• Messwert ss überkippt
▲ Messwert sf
→ Messwert δ
○ π-Pol(B-Achse)
+ π-Pol(Kleinfalte)

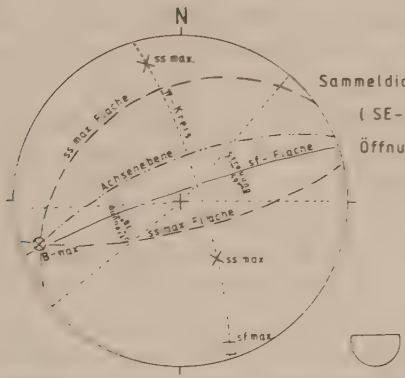
Abb. 26 :

Sammeldiagramm der Zone I (NW-vergent)

Öffnungswinkel 79°



Sammeldiagramm der Faltenachsen

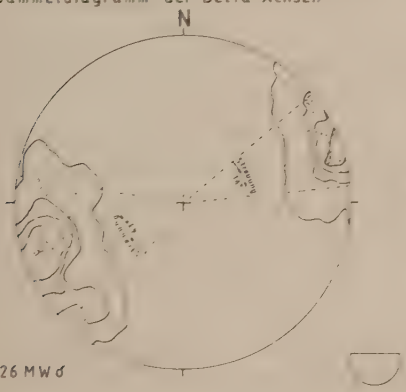


Sammeldiagramm der Zone III

(SE-vergent)

Öffnungswinkel 72°

Sammeldiagramm der Delta-Achsen



Sammeldiagramm der Zone V (SE-vergent)

Öffnungswinkel 57°

3.3. Störungen

3.3.1. Die Siegener Hauptaufschiebung

Die Siegener Hauptaufschiebung (Mayener Überschiebung) ließ sich mit Hilfe von Illit-Kristallinitätsmessungen von Wollmerath über das Üssbachtal bis ins Alfbachtal zwischen Gillenfeld und Strohn weiterverfolgen. Die Überschiebung zieht mit einem Streichen von 30-35° von Wollmerath kommend in das Arbeitsgebiet hinein und biegt ab dem Üssbachtal in die Streichrichtung NE-SW der meisten Strukturen der Zone I ein. Nach ihrem Verlauf im Gelände muß sie ein relativ steiles Einfallen (60-70°SE) haben (MEYER & STETS 1981, MEYER 1965, HOEPPENER 1957). Sie besteht teilweise aus mehreren Überschiebungsflächen, die steil nach Südosten einfallen.
Bei Ulmen biegt die Mayener Überschiebung in ein stärker nordsüdliches Streichen ein (HOEPPENER 1957). SIMPSON (1940) läßt die Mayener Überschiebung hier an einer Querstörung enden. Die Siegener Hauptaufschiebung ist im Üssbachtal in der Nähe der Mündung des Winkelbaches gut aufgeschlossen ($r^{25}69$ 5 $h^{55}57$ 21). An der Siegener Hauptaufschiebung liegen höher metamorphe Gesteine auf schwächer metamorphen Gesteinen. Illit-Kristallinitätsmessungen und Dünnschliffe zeigen diesen Metamorphoseunterschied deutlich. Im Liegenden der Überschiebung finden sich sandige Tonschiefer mit schlecht kristallisiertem Illit mit Hb. rel.=140-200 (mittlere Anchimetamorphose-Zone). Im Hangenden der Überschiebung liegt die relative Halbwertsbreite des Illits bei Werten von 100-130 (Grenze Anchi- zu Epimetamorphose-Zone). Im Arbeitsgebiet von A. SCHULZ-ELLERMANN bei Monreal ist der Metamorphosesprung an der Überschiebung etwas krasser als im Üss- und im Alfbachtal. Der Metamorphosesprung verschwimmt in südwestlicher Richtung. Dies hängt mit dem Auslaufen der Überschiebung zusammen (siehe Karte Anlage 5). Es kann sein, daß im Üssbachtal von der Hauptaufschiebung kleinere Aufschiebungen spitzwinklig nach NW wegstreichen. Makroskopisch lässt sich der Metamorphosesprung im Gelände auskartieren. Die stärker tonigen Schichten im Hangenden der Überschiebung zeigen aufgrund von vermehrten Glimmerneusprossungen und Glimmereinregelungen in s_1 einen stärkeren Glanz auf den Schieferflächen als die Gesteine im Liegenden. Zudem sind im Hangenden der Überschiebung die Schieferflächen sehr deutlich ausgebildet.
Die Siegener Hauptaufschiebung verschwindet westlich des Üssbachtales unter quartären Tuffen des Pulvermaargebietes. Anhand der Auswürflinge der Maar-

schlote läßt sie sich nach Westen weiterverfolgen. Die Auswürflinge des Immerather Rischs bestehen meist aus Tonschieferbröckchen mit stärkeren Glanz auf s_1 und aus dichten quarzitischen Sandsteinen mit stark deformierten Brachiopodenresten. Die Pulvermaar-Auswürflinge führen gut erhaltene Fossilien der Saxler Schichten (Obersiegen).

Im Liegenden der Mayener Überschiebung treten häufig Kleinfaltungsbereiche auf (in der Achsenkarte Anlage 2 als K. F. dargestellt). Solche Kleinfalten konnten im Winkelbachtal und im Pulvermaarkessel unweit des Schwimmbades beobachtet werden. Sie sind meist NW-vergent.

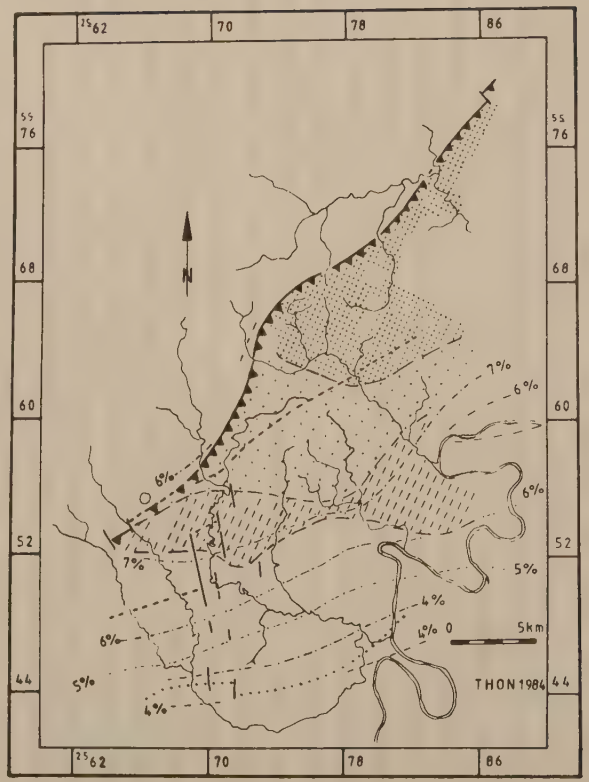
Die Siegener Hauptaufschiebung wird bei Mayen von einer maximal 500m breiten SE-vergenten Zone im Liegenden begleitet. Diese Zone existiert im Winkelbachtal nicht mehr.

Die Karten Anlage 5 und Abb.27 zeigen, daß die Zone mit geringen relativen Halbwertsbreiten von Illit (100-130) sich vom Alftal über das Üssbachtal bis zum Ellerbachtal hin trichterförmig nach Süden verbreitert. Im Endertbachtal ist diese Zone ungefähr 11km breit, auf der Höhe von Alfen 7-8km und im Üssbachtal nur noch 4-5km. Der Überschiebungsbetrag nimmt parallel mit der Verbreiterung der höher metamorphen Zone nach Osten hin zu.

Die Siegener Hauptaufschiebung scheint in einer kleinen Überschiebung im Südflügel des Wallscheider Sattels im Sammetbachtal ihre Fortsetzung zu finden. Der Wallscheider Sattel dürfte die Fortsetzung des Manderscheider Sattels nach Osten sein. Die Überschiebung läuft in einem Gebiet aus, in dem sich auch der SE-vergente Bereich (Zone III) nicht mehr nach Westen fortsetzt. Dort, wo die Überschiebung westlich vom Üssbachtal in ein mehr nord-südliches Streichen einbiegt, sind im Hangenden zwei 6-8km lange Querstörungen vorhanden.

Die Metamorphose ist im Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung am höchsten (Illit-Kristallinität rel Hb=100-130, Inkohlung 7-7,5 Rmax% M. WOLF 1984) und nimmt zum Zentrum der Moselmulde hin ab, wobei im Bereich des Vergenzmeilers die niedrigsten Illit-Kristallinitätswerte mit rel. Hb=180-220 erreicht werden. Hier ist nach M. WOLF (1978) auch die niedrigste Inkohlung mit 3,5-4,0 Rmax% zu beobachten (bei der Ortschaft Alf gemessen).

Abb. 27 :



LEGENDE

- Mayener Überschiebung
- Störung
- Vergenzfächer
- Vergenzmeiler

Relative Halbwertsbreite von (001)-Illit

- < 110
- 110 - 120
- 120 - 140

Inkohlungsmessungen (WOLF 1978, 1984)

- 4 - 7% R max.

3.3.2. Auf- und Abschiebungen

Steichende Störungen treten im Gesteinsverband im NW-vergenten und SE-vergenten Bereich auf. Häufig ist eine Zentimeter bis Meter dicke Mylonitzone mit Tonschiefer- und Sandsteinzerreibsel oder ein Quarzmylonit auf der Störungsbahn zu finden. Es hat den Anschein, daß die verquarzten Störungsflächen unter anderen tektonischen Bedingungen entstanden sind als die kaum verfestigten Mylonite aus Sandstein- und Tonschieferzerreibsel. Die Störungsflächen mit den unverfestigten Myloniten durchschneiden die verquarzten Störungen. Zu beobachten ist dies im Erdenbachtal nördlich von Bad Bertrich. Sie scheinen jünger zu sein als die verquarzten Störungen. WEBER (1980) nimmt abnormale hohe Porenlösungsdrucke am Beginn der Faltung an, die für die Verquarzung der Störungsflächen verantwortlich sind.
Aus der Breite des Mylonits kann man keine Rückschlüsse auf den Bedeutungsgrad der Störung ziehen. Schwierig ist häufig, den Versatzbetrag und Bewegungssinn abzuschätzen, da verlässige Bezugsmerkmale beiderseits der Störung (z. B. Leithorizonte wie ein Tuffithorizont) fehlen. Der Bewegungssinn einiger Störungen ist durch Schichtschleppungen und Harnische belegt. Häufig sind solche Störungsmylonite durch stärkere Grundwasseraktivität gekennzeichnet. Quellen und feuchte Stellen liegen in ihrem Bereich.
In der Nähe von Störungsflächen mit einem großen Versatzbetrag (z. B. die Siegener Hauptaufschiebung) treten untergeordete Störungsflächen häufig scharenweise auf. In der SE-vergenten Zone III und Zone V können meist Schieferungs- und Schichtflächen parallele Aufschiebungen beobachtet werden. Abschiebungen, wie sie HOEPPENER (1957) postuliert, konnten nur wenige beobachtet werden.
Als Beispiel sollen einige gut aufgeschlossene Auf- und Abschiebungen beschrieben werden. Eine SE-vergente Überschiebung mit Kleinfalten im Liegenden und Hangenden ist 500m NW'der Hontheimer Mühle aufgeschlossen ($r^{25}68\ 565\ h^{55}48\ 963$). Es treten hier vier Störungsflächen auf (siehe Abb.29, 30, 31). Zwei Störungsflächen besitzen in ihrem Liegenden eine 20-30cm breite Mylonitzone, in der die Schieferungsflächen gefaltet und geknittert worden sind. Sie fallen mit 36° und 43° nach NW. Die nördlichste Störungsfläche mit einem 2-5cm dicken Mylonit fällt mit 70°NW. Als südlichste Störung des Aufschlußes ist eine flache Überschiebung mit 5-18°NW zu beobachten. An ihr ist die Schieferung und Schichtung im Hangenden nach Süden gedreht worden. Die

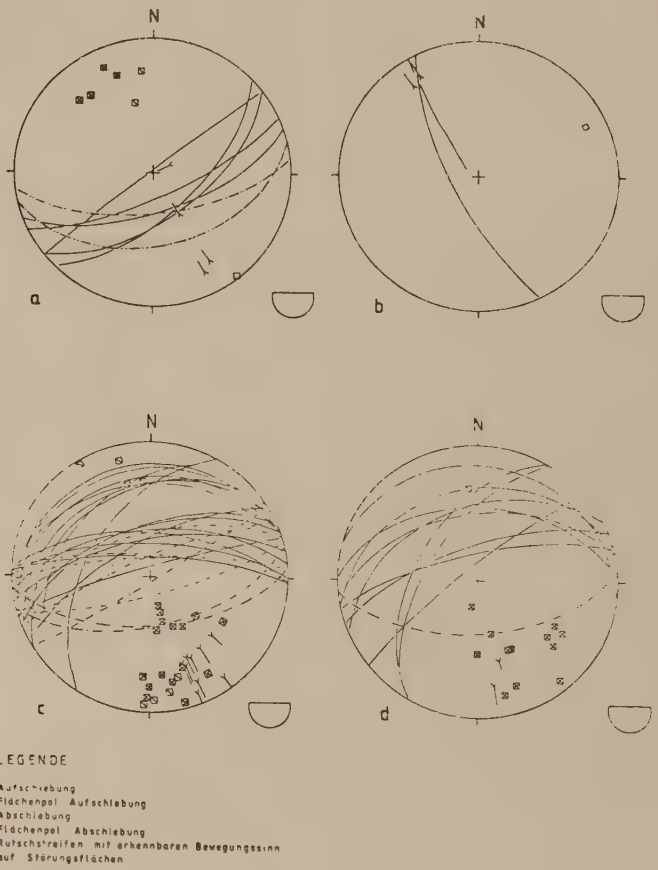
Abb. 28 : Störungsflächen des Arbeitsgebietes

a : Auf- und Abschiebungsflächen der NW-vergenten Zone I

b : Querstörungen im Üssbachtal

c : Auf- und Abschiebungsflächen der SE-vergenten Zone III , Alftal

d : Auf- und Abschiebungsflächen der SE-vergenten Zone V , im Üss- und Erdenbachtal nördlich Bad Bertrich



Schichtung im Hangenden der Überschiebung fällt mit 30°SE. Die Schieferung fällt mit 55-60° nach SE. Im Liegenden der flachen Störung fällt die Schichtung mit 75°SE und die Schieferung mit 75-85°NW ein.

Abb.29 : SE-vergente Aufschiebungen nördlich der Hontheimer Mühle , Grenze Reudelsterz - Biederburg-Schichten , ($r^{25}68\ 565\ h^{55}48\ 963$)

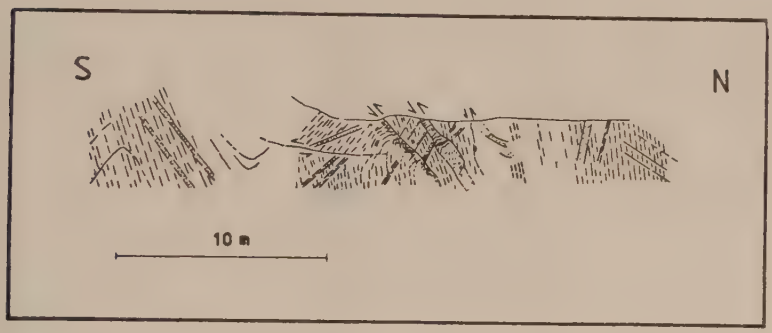


Abb. 30 : Störungsfläche einer Aufschiebung , mit 36°NW fallend ($r^{25}68\ 565\ h^{55}48\ 963$) , (siehe Abb. 29 2. Aufschiebung von Norden)

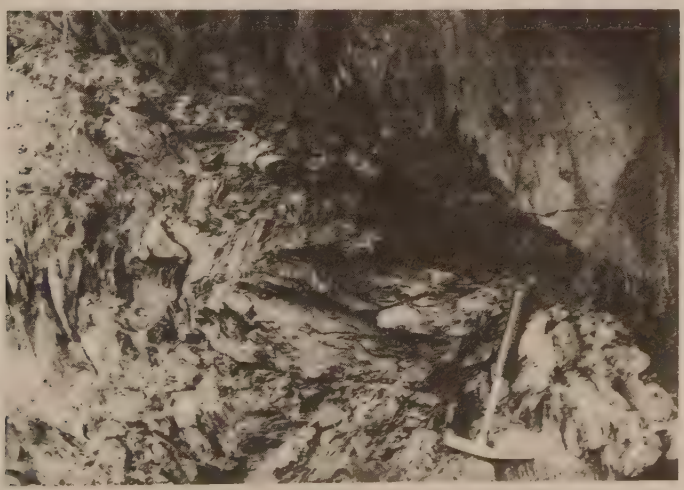


Abb.31 : Gefügediagramm der SE-vergenten Aufschiebungen nördlich der Hontheimer Mühle ($r^{25}68\ 565\ h^{55}48\ 963$)

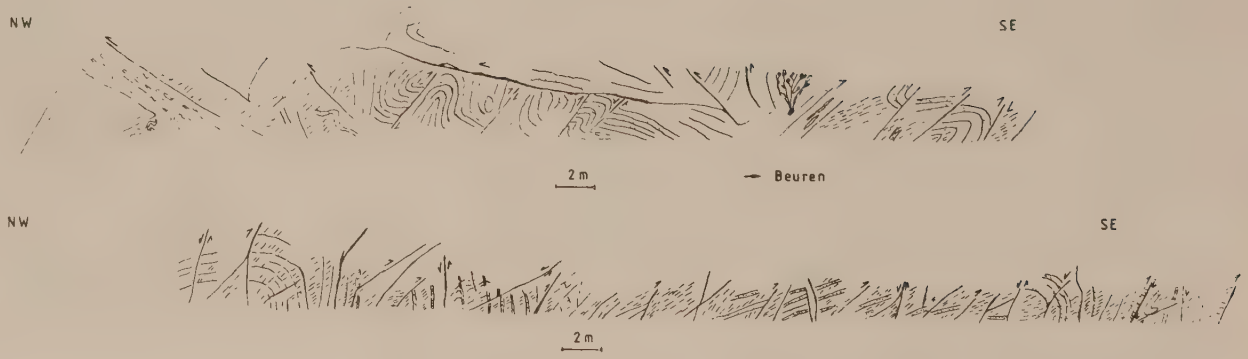
Die Größe der Spezialfalten nimmt zur Überschiebung hin ab. Von der Überschiebungszone nach Süden nimmt die Größe der Falten wieder zu (siehe Profil Alftal Anlage 4).. Die Kleinfalten im Hangenden tauchen mit 21-25° SW steiler ab als die Falten im Liegenden der Überschiebungszone.

Am Ausgang vom Erdenbachtal unweit der Mündung des Erdenbachs in die Üss sind an der Straße von Bad Bertrich nach Beuren mehrere Störungsflächen aufgeschlossen auf einer Breite von 300-400 m . Es finden sich in dem SE-vergenten Bereich 3 größere Störungen mit einer 0,5 - 1 m breiten Mylonitlage . Sonst treten in dieser Zone unzählige kleinere Auf- und Abschiebungen mit cm bis dcm dicken Mylonitlagen auf.

In der ersten Straßenkehre lassen sich einige NW gerichtete Überschiebungen beobachten , die ältere SE-vergente Überschiebungen und Kleinfalten abschneiden.. Ein mit 40-50°SE fallender Mylonit hat eine Breite von 1m. Er schneidet einen ungefähr 1m breiten , NW fallenden Mylonit. Im Hangenden des SE fallenden Mylonits tritt eine flache mit 10-15°SE fallende Überschiebung auf , die unregelmäßige Kleinfalten abschneidet.

Der starke Harnischbesatz der Klüfte deutet auf starke Ausgleichsbewegungen auf den Kluftflächen hin. An den Flanken einer isoklinalen Falte zeigen Harnischstriemungen Bewegungen der Schichtung in Richtung Faltenscheitel

Abb. 32 : Ausschnitt aus der 300-400m breiten Störungszone an der Straße Bad Bertrich - Beuren , Erdenbachtal



an. Im Süden der Störungszone am Klärwerk von Bad Bertrich ist ein 40-50cm breiter , gefalteter Störungsmylonit aufgeschlossen. Der rot gefärbte Mylonit besteht aus Sandstein und Tonschieferbröckchen , die mit Dolomit verkittet worden sind.
SE-vergente Überschiebungen dominieren in dieser Störungszone. Durch sie ist die SE'Bad Bertrich aufgeschlossene Mulde (200-400 m breit) überfahren worden.

Abb. 33 : Gefügediagramm der Störungszone an der Straße Bad Bertrich-Beuren (oberer Teil der Abb. 32)
Darstellung von Harnischflächen mit der Striemungsrichtung und dem relativen Bewegungssinn der hangenden Scholle nach HOEPPENER (1955 S. 37,38)
Punkte : ss-Flächenpole im Hangenden der Überschiebung
kleine Kreise : ss-Flächenpole im Liegenden der Überschiebung
kleine Vierecke : ss-Flächenpole überkippt ; Dreiecke : sf-Pole ; Vierecke : Kluft-Flächenpole mit Harnischstriemung ; Vierecke mit Kreuz : Überschiebungsflächenpole ; Vierecke schwarz : SE fallende Überschiebungsfläche (Flächenpol); Vierecke mit einem Balken : Abschiebungsflächenpole ; Kreis mit Punkt : Faltenachse einer Kleinfalte , Kreuze : Faltenachse von Schleppfalten im Liegenden von Überschiebungsbahnen

Abb. 34 : Gefügediagramm der Störungszone an der Straße Bad Bertrich-Beuren (unterer Teil der Abb. 32)
(Zeichen siehe Abb. 33)

Abb. 33 :

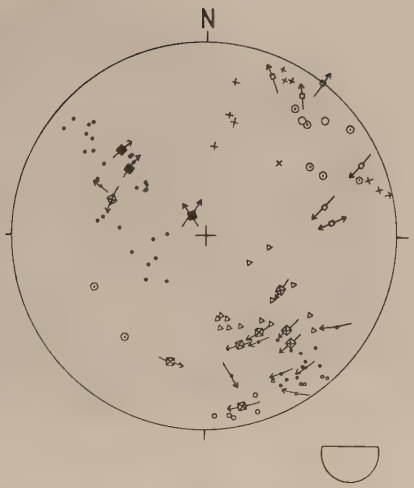


Abb. 34 :

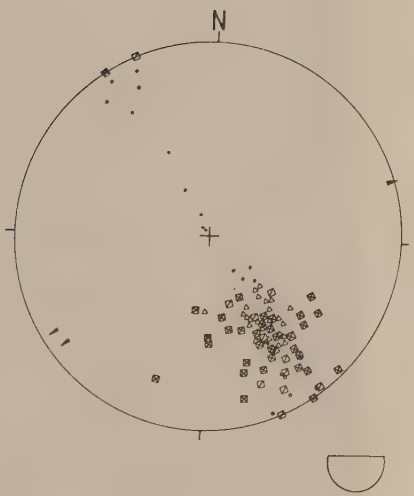


Abb.35 : Störungsmylonit durch Dolomit verfestigt ($r^{25}75\ 65\ h^{55}48\ 94$)

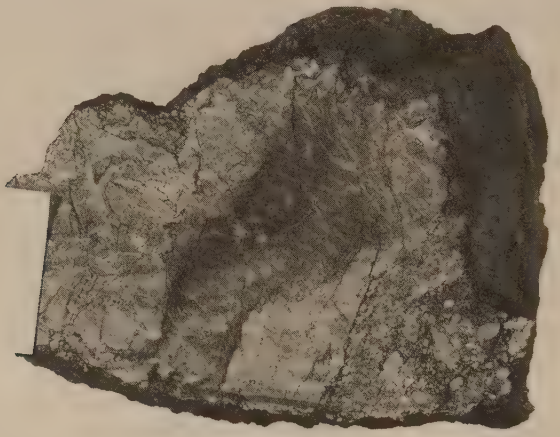


Abb.36 : Schleppfalte im Mylonit , Straßenkehre 1 Straße Bad Bertrich - Beuren

Im Alftal am Theisberg , südlich der Ortschaft Hontheim treten in einer 700m breiten Zone mehrere Aufschiebungen und Abschiebungen auf . In dieser Zone sind im Sediment auch häufig Rutschwülste zu finden . Meist sind im Liegenden oder Hangenden der bis Meter großen Rutschungskörper kleine Auf- oder Abschiebungen mit cm bis dcm breiten Mylonitlagen zu beobachten . Die Rutschungskörper sind meist von stärker tonigem Sediment umgeben . Sie verhalten sich während der Faltung starrer als das Sediment der näheren Umgebung (siehe Abb. 37 ,38 S. 75).

Im Alftal südlich des Schämerichs ist an der Straße Niederscheidweiler-Olkenbach ($r^{25}69\ 20\ h^{55}45\ 00$) ein gestörter SE-vergenter Sattel und eine Mulde in den Sphärosideritschiefern (Oberems) aufgeschlossen (siehe Abb. 39 , 40). Im Steilflügel der Mulde existieren zwei flache nach Süden gerichtete Aufschiebungen . Sie besitzen einen Versatzbetrag von wenigen Dezimetern . Weiterhin ist im Nordflügel eine Abschiebung ausgebildet , an der eine Schichtschleppung erfolgt ist . Die Umbiegung der Mulde wird durch eine Störung , vermutlich eine weitere Abschiebung , unterdrückt.

Im Alftal südlich des "Hannert"-Sattels folgen auf den senkrecht bis überkippten Südflügel des Sattels nach einer kleinen Aufschlußlücke mit 50-60°SE fallende Schichten . Eine Abschiebung ist in dieser Aufschlußlücke zu vermuten.

Nördlich der Bubenley bei Gillenfeld sind in einem kleinen Steinbruch in einem mit 30-45° nach Süden einfallenden Sattelsüdflügel mehrere Abschiebungsflächen (44°S,47°S,57°S,60°S und 70°S) mit dcm breiten Mylonitlagen aufgeschlossen . Die meisten Abschiebungen liegen paralell zur Schichtung und Schieferung ($r^{25}63\ 55\ h^{55}55\ 36$).

Im Hesselbachtal ist eine kleine SE-vergente Aufschiebung mit Schichtschleppung im Liegenden gut aufgeschlossen ($r^{25}73\ 25\ h^{55}47\ 515$) . Eine stärker tonige Schichtpartie ist hier auf einen dickbankigen Sandstein aufgeschoben worden . Der Materialwechsel bestimmt die Lage der Störungsfläche.

HOEPPENER (1955) vermutet , daß die jüngeren Abschiebungen auf älteren Aufschiebungsflächen stattgefunden haben , also eine Tendenzumkehr erfolgt ist . Eine solche Tendenzumkehr in der Bewegung ist im Aufschluß schwer nachzuweisen . Die gemessenen Harnische im Störungsbereich zeigen aber häufig , daß meist aufschiebende Bewegungen stattgefunden haben.

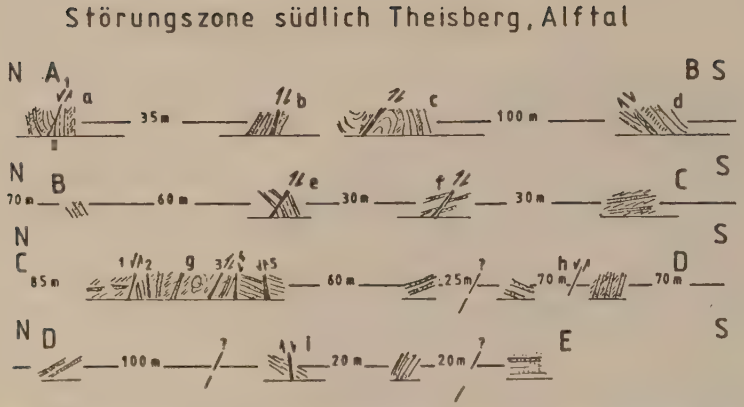
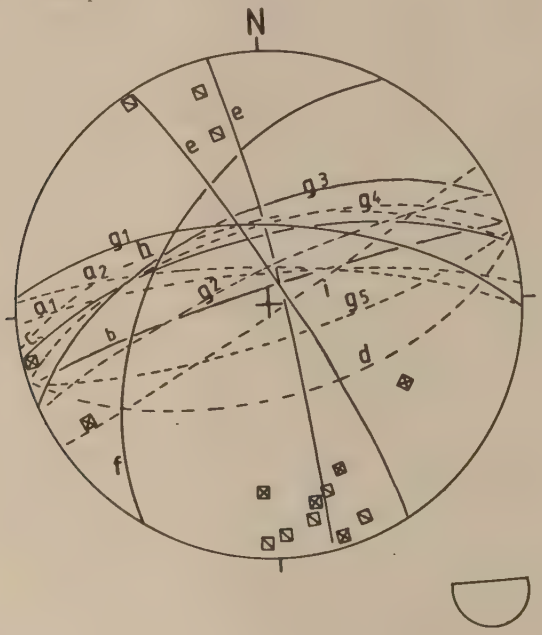


Abb. 37 und Abb. 38 : Aufschiebungen und Abschiebungen südlich des Theisberges , Alftal , Blatt Hasborn

Darstellung als Großkreis mit Buchstaben aus Abb. 37

durchgezogene Linie : Überschiebungen , Viereck mit Kreuz : Aufschiebungsflächenpol , gestrichelte Linie : Abschiebung , Viereck mit Balken : Abschiebungsflächenpol



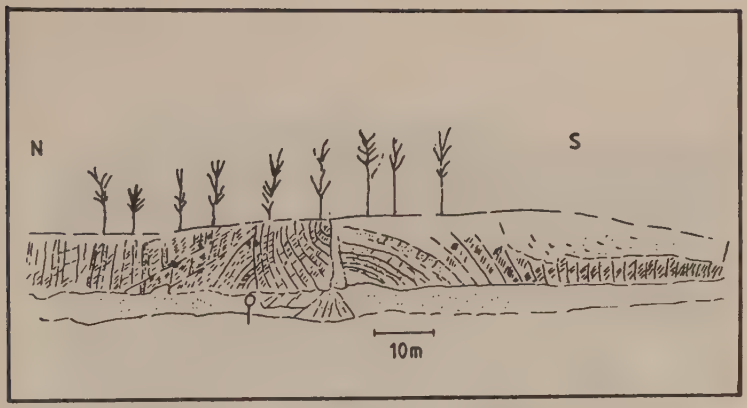


Abb. 39 und Abb. 40 : gestörter Sattel und Mulde südlich des Schämerichs an der Straße Olkenbach-Niederscheidweiler ($r^{25}69\ 20\ h^{55}45\ 00$)
ss-Flächenpole ausgezählt : Stufung 0-5-10-15-20-25% , sf-Flächenpole als Dreiecke , Störungen als durchgezogene Großkreise , -Kreis als gestrichelter Großkreis

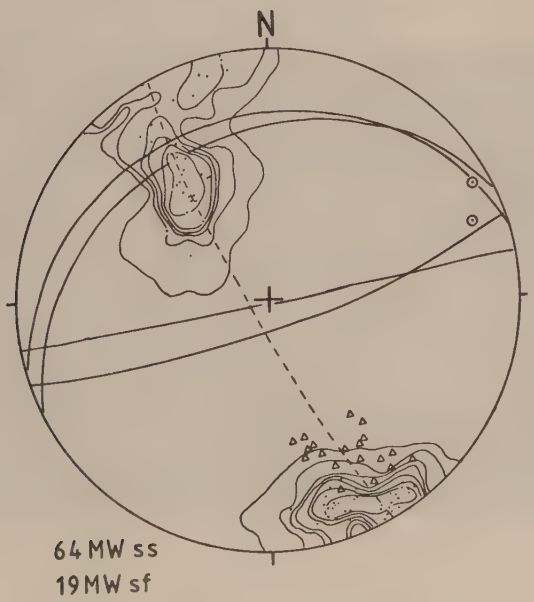


Abb.41 : gestörter Sattel und Mulde im Alftal südlich des Schämerichs in Sphärosiderit-Schiefern , Blatt Hasborn ($r^{25}69\ 20\ h^{55}45\ 00$)

Abb.42 : Abschiebung im steilen Nordflügel der Mulde (siehe Abb.39)

Abb. 43 : SE-vergente Überschiebung mit Schleppung der Schichtpartie im Liegenden , Hesselbachtal , ($r^{25}73\ 25\ h^{55}47\ 515$)

Abb. 44 : Zeichnung zu Abb.43

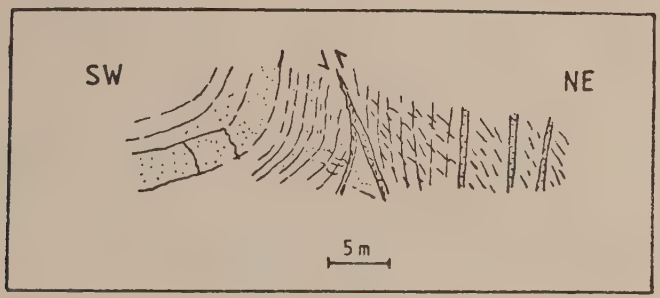


Abb. 45 : Gefügediagramm der Harnische auf Schicht- und Kluftflächen im Bereich des Vergenzfächers in den Reudelsterz-Schichten , Fahrbachtal , Seitental der Sammet , nördlich Hasborn

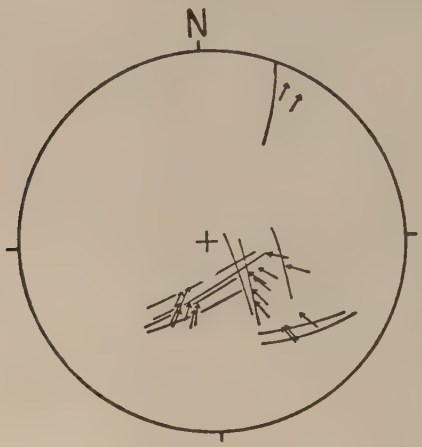
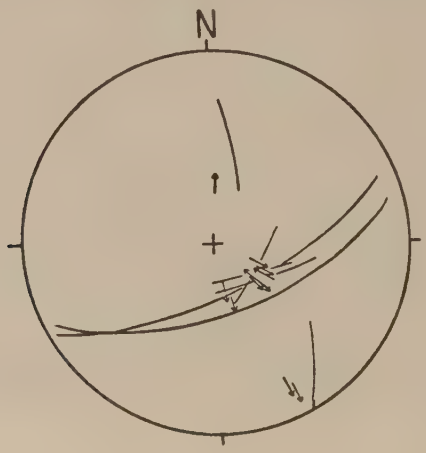


Abb.46 : Gefügediagramm der Harnische auf Schicht- und Kluftflächen im SE-vergenten Bereich (Zone V) , Üssbachtal am Scheurenkopf



3.3.3. Querstörungen

Störungen mit einem Verlauf annähernd senkrecht zum Streichen der Schichtung und Schieferung können sich aus ac-Klüften bilden (siehe Anlage 6).
Zwei 6-7km lange Querstörungen ergeben sich aus der Strukturaufnahme beiderseits des Üssbachtals. Sie streichen NNW-SSE und fallen mit 80-89° nach Osten. Im Üssbachtal bei Bad Bertrich streichen die Störungen NW-SE, ähnlich wie der Talverlauf der Üss.
Eine Querstörung mit einem 5m breiten Mylonit ist im Üssbachtal unterhalb der Straße Bad Bertrich-Kennfus aufgeschlossen($r^{25}72\ 05\ h^{55}50\ 17$).
An den Querstörungen lässt sich der Bewegungssinn der einzelnen Schollen nicht immer direkt ablesen. In der Nähe einer NW-SE verlaufenden Querstörung wurden an der Straße Kennfus-Bad Bertrich auf Klüften horizontale Harnische beobachtet. Die Harnische zeigen an, daß die Ostscholle gegenüber der Westscholle nach Süden bewegt worden ist. Im Bereich der Olkenbacher Mulde ist auch die östliche Scholle gegenüber der westlichen nach Süden versetzt worden. Die Querstörungen im Raum der Olkenbacher Mulde bewirken, daß die Olkenbacher Mulde zwischen Olkenbach und Alf eher einen West-Ost-Verlauf als einen SW-NE-Verlauf.
Im NE-Teil des Arbeitsgebietes im Raum Lutzerath haben sich die östlichen Schollen an den Querstörungen nach Norden bewegt. Diese Linksrotation unterstützt den Bewegungssinn der Siegener Hauptaufschiebung. Die Rechtsrotation an den Querstörungen bei Bad Bertrich und in der Olkenbacher Mulde verhält sich gegenläufig.
Die Querstörungen trennen häufig Schollen, die eine unterschiedliche Anzahl von Spezialfalten aufweisen. Die Störungen sind während der Faltung entstanden; sie haben einzelne Schollen mechanisch entkoppelt. Ähnliche Querstörungen sind von MEYER & STETS (1979) westlich und nordwestlich von Manderscheid beschrieben worden.
Mächtigkeitsschwankungen in den Schichten des Unterems beiderseits der 6-7km langen Querstörungen im Bereich des Üssbachtales deuten auf eine eventuelle sedimentologische Vorprägung der Störungen im Ablagerungsraum hin.

3.4. Klüfte und mineralisierte Spalten

Im Aufschluß wurden Klüfte meist in kompetenten Sandsteinlagen gemessen. (siehe Anlage 6: Kluftrichtungskarte mit 10 Kluftrosen und Abb.49. Es wurde darauf geachtet, daß die in einem Aufschluß gemessene Kluftanzahl eine Mindestzahl von 50 Kluftmessungen nicht unterschreitet.)
Im Steinbruch "Schämerich" treten mit Kupferkies und Baryt belegte Klüfte (ac- und bc-Klüfte) auf (siehe Abb.47 und Abb.48). Am Eingang eines alten Stollens nördlich des Steinbruchs am Schämerich ($r^{25}68$ 90 $h^{55}46$ 00) ist ein 30-40cm breiter N-S-streichender Quarzgang zu beobachten.
Im Bereich des Hölzerbachtales beschreibt KIENOW (1938) die Kupfererzlagerstätte "Neuglück" bei Hasborn (Vererzung: Kupferkies, Pyrit und Bleiglanz). Die Grube wurde 1930 noch betrieben. Weiterhin sind in Quarzgängen von 1-3m Dicke mit NW-SE Streichen in der Umgebung von Bad Bertrich, im Elbesbachtal und im Wurzelgraben Kupferkiesvererzungen vorhanden. Im Wurzelgraben und an der Villa Fortuna befinden sich zugemauerte Stollenmundlöcher, die auf einen zeitweiligen Abbau dieser Erzvorkommen hindeuten (DILLMANN & KRAUTER 1972).
Die Hauptkluftrichtung verläuft bei Bad Bertrich NW-SE (siehe Anlage 6). Sonst dominiert im Alftal die NNW-SSE-Kluftrichtung. Die Quellspalte der Glaubersalzquelle von Bad Bertrich verläuft ähnlich wie die Vulkanreihe in der NW-SE-Richtung.
WALTHER (1983) rechnet die Barytgänge von Uersfeld bei Ulmen der alpidischen metallogenetischen Epoche zu. Wenn man voraussetzt, daß der Baryt auf den Klüften am Schämerich keine lokale diagenetische Bildung ist, kann man ein ähnliches Bildungsalter für die Lagerstätte am Schämerich annehmen.
In den Schichten des Obersiegens und des Ems sind im Arbeitsgebiet häufig Kluftfüllungen mit Quarz, Calcit und Dolomit zu beobachten.
BERG (1965) gibt für die Schichten des Rotliegenden bei Wittlich ein Kluftmaximum in der NE-SW-Richtung bei 40-50° an. Dieses Maximum entspricht im paläozoischen Sockel der Streichrichtung der Oberems-Schichten der Olkenbacher Mulde.

Abb. 47 : Quarzgänge und Vererzungen

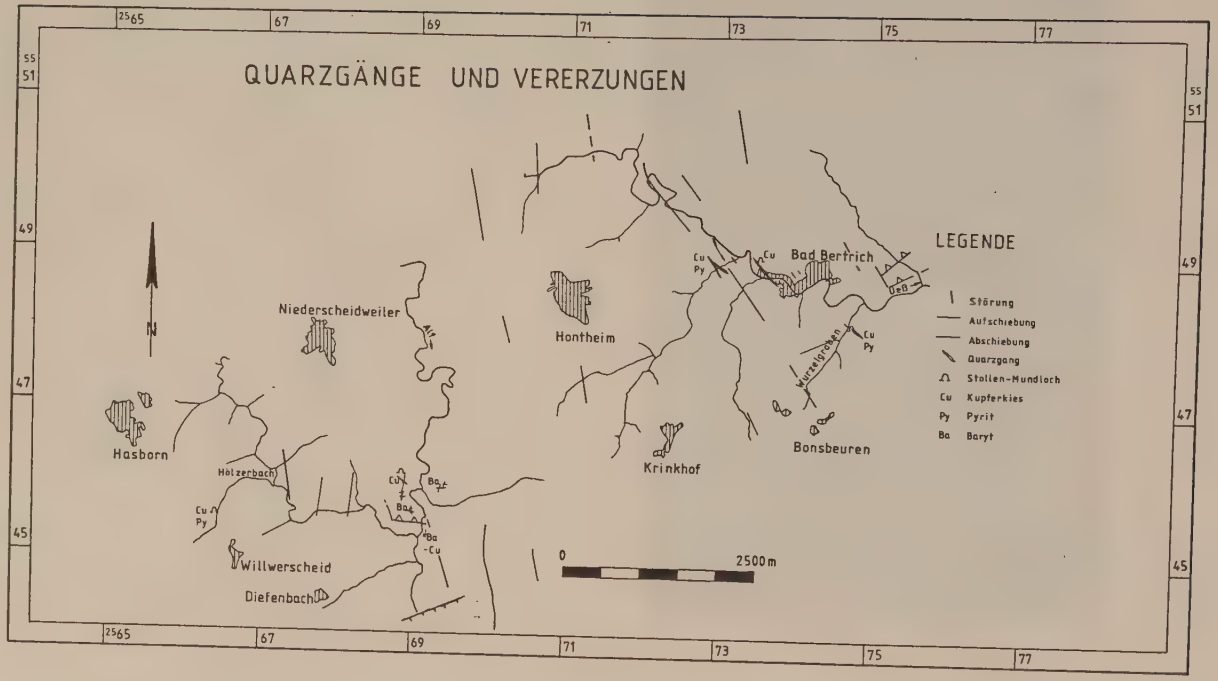
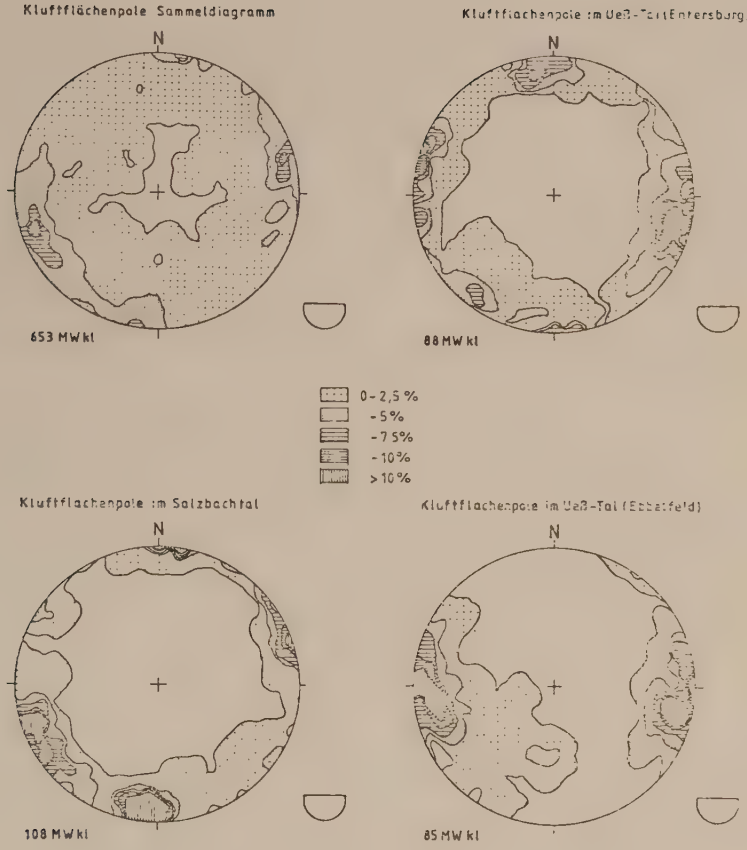


Abb.48 : Klüftung in den unteren Klerf-Schichten im Salzbachtal ($r^{25}70\ 17$ $h^{55}46\ 07$)
(Kompaßflanke liegt in N-S-Richtung)

Abb.49 : Gefügediagramme von Kluftflächenpolen
a : (von oben links) Sammeldiagramm der Kluftflächenpole
b : Kluftflächenpole im Ueßtal (Entersburg)
c : Kluftflächenpole im Salzbachtal
d : Kluftflächenpole im Ueßtal (Ebbelfeld)

Abb. 49 :


Kluftflächenpole Sammeldiagramm
N
653 MW kl
Kluftflächenpole im Weß-Tal (Entersburg)
N
88 MW kl
0-2,5 %
-5 %
-7,5 %
-10 %
>10 %
Kluftflächenpole im Salzbachtal
N
108 MW kl
Kluftflächenpole im Weß-Tal (Ebbelfeld)
N
85 MW kl

4. Metamorphose und Deformation der untersuchten Gesteine

4.1. Illit-Kristallinität und Inkohlung

An 58 Proben von überwiegend pelitischen Gesteinen wurde nach der Methode von KUBLER (1964, 1967, 1968) und WEBER (1972) die Kristallinität des Illits bestimmt. Dabei wird die Halbwertsbreite des ersten Basisreflexes (Illit 001) als Maß für den Ordnungsgrad des Illitgitters verwendet (mit abnehmender Halbwertsbreite nimmt die Kristallinität des Illits zu).

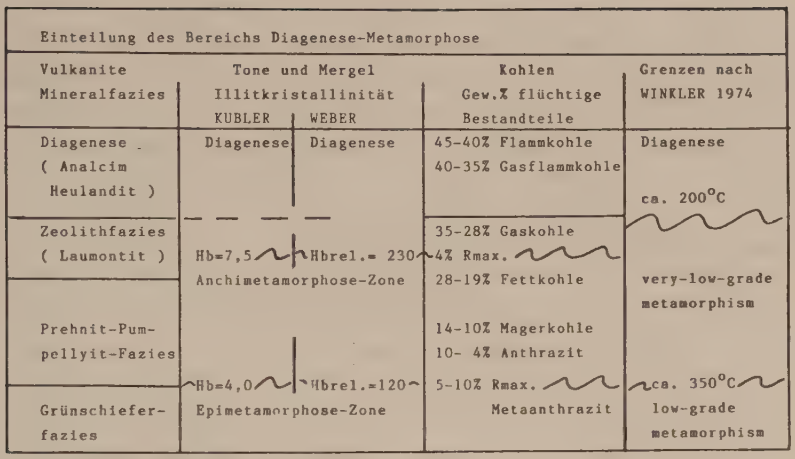
$$\text{Hb rel.} = \frac{\text{Hb (001)-Illit X 100}}{\text{Hb (100)-Quarz}}$$

Die Illit-Kristallinität kann neben dem Vitrinit-Reflexionsvermögen (Inkohlung) zur Gliederung der Metamorphose der Gesteinsschichten herangezogen werden.

An 7 Proben wurden dankbarer Weise von Frau Prof. Dr. M. WOLF, Aachen, das maximale Reflexionsvermögen der vitrinitischen Reste im Anschliff bei Beleuchtung mit polarisiertem Licht bestimmt.

Nach WEBER (1972) liegt die Grenze Diagenese/Anchimetamorphose (oder besser beginnende Metamorphose) bei einer relativen Halbwertsbreite Hb rel.=230 und einer Vitrinit-Reflexion von 4% Rmax. Die Grenze Anchi-/Epimetamorphose liegt bei Hb rel.=120 (bezogen auf die Fraktion kleiner 2µm) und bei der Vitrinit-Reflexion 5-10% Rmax (WEBER 1979). Untersuchungen von M. & R. TEICHMÜLLER und K. WEBER (1979) zeigen, daß eine genaue Untergliederung der Anchimetamorphose nur durch Bestimmung sowohl der Illit-Kristallinität als auch des Vitrinit-Reflexionsvermögens erfolgen kann.

Nach der Bestimmung der Illit-Kristallinität nach WEBER (1972) und KUBLER (1966) wird nur eine Aussage über die Dimension kohärenter Bereiche in c-Richtung gemacht. Verhältnisse in den anderen Raumrichtungen und Verzerrungsverbreiterungen bei größeren Winkeln werden mit dieser Methode nicht berücksichtigt. Die Infrarotspektroskopie (FLEHMIG & LANGHEINRICH 1974) liefert hier genauere Illit-Werte, die diese Fehler nicht aufweisen. Deshalb ist mit der herkömmlichen Methode von WEBER (1972), die hier angewandt wird, nur eine Aussage über Metamorphosesprünge größeren Ausmaßes und relative Metamorphosestärken möglich.



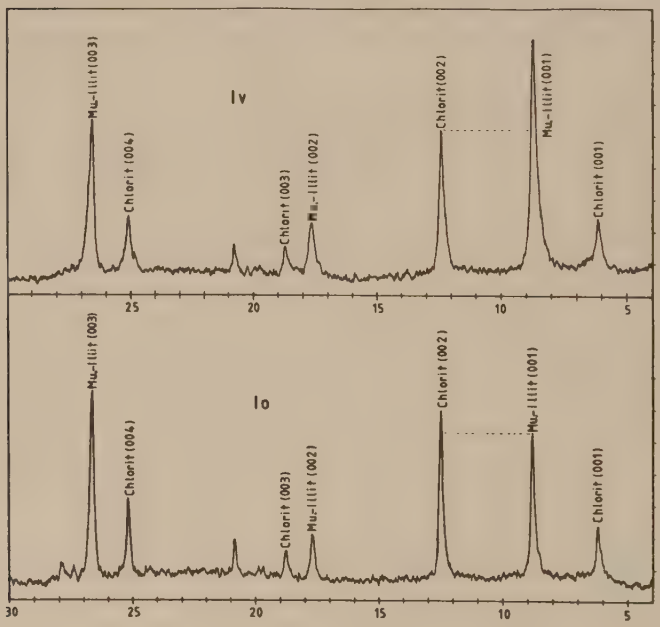
4.1.1. Präparation und Messmethodik

Zur Bestimmung der Illit-Kristallinität und des Tonmineralspektrums wurden Texturpräparate angefertigt. Im Gelände wurde darauf geachtet, möglichst unverwitterte sandarme Tonschiefer als Proben zu nehmen.

Die Proben wurden im Backenbrecher gebrochen und in einer Achatmörsermühle nicht länger als 30 Sekunden gemahlen. Danach wurde die zerkleinerte Probe mit destillierten Wasser unter Mithilfe von Ultraschall aufgeschlämmt. Die Fraktionen $< 2\mu m$ und 2-6µm wurden durch Sedimentation im ATTERBERG-Zylinder gemäß der Fallzeit nach dem STOKE'schen Gesetz abgetrennt. (Aufgrund der Schonung der Tonminerale wurde auf eine Behandlung der Proben mit Salzsäure verzichtet. Zudem waren die meisten Proben kalkfrei) Die erhaltenen Tonfraktionen wurden mittels Ultraschall in destillierten Wasser dispergiert. Die Aufschlämmung wurde auf gläserne Objektträger pipettiert und bei Raumtemperatur trocknen gelassen, so daß ein möglichst gleichmäßig dickes Texturpräparat entstand. Von den Texturpräparaten wurden Übersichtsaufnahmen im Bereich 2-30° 2θ angefertigt. Zur Bestimmung der Illit-Kristallinität wurde der Illit-(001)-Basisreflex im 2Tetha-Winkelbereich von 7,5-9,5° drei- bis fünfmal gemessen. Zu Beginn und am Ende einer Meßreihe wurde der Quarz-Standard (Quarz (100)-Reflex) je dreimal gemessen. Als Meßgerät stand das Röntgendiffratometer Phillips PW 1730 zur Verfügung (Messeinstellung siehe DITTRICH 1982 und DORTMANN 1981).

Einzelne Proben wurden über Nacht bei 70°C in eine gesättigte Diäthylenglykolatmosphäre gebracht und dann wieder geröntgt , wobei sich im Röntgendiagramm keine relativen Veränderungen ergaben . Zur Unterscheidung von Chlorit und Kaolinit wurde der Bereich 25-28° mit verminderter Geschwindigkeit abgefahren (siehe DITTRICH 1982).

Abb. 50 : Übersichtsaufnahme von zwei Texturpräparaten : Probe Iv (Hb rel.=160) , Probe Io (Hb rel.=110)
Probe Io besitzt einen höheren Chloritgehalt als Probe Iv.
(siehe Tabelle der Illit-Kristallinitätsmessungen)



4.1.2. Ergebnisse

Das Tonmineralspektrum der Proben ist eintönig . In allen Proben findet sich Illit , Muskovit und Chlorit . Andere Tonminerale wurden nicht beobachtet. In einzelnen Proben waren noch geringe Mengen von Quarz vorhanden.
Die Streubreite der einzelnen Messwerte innerhalb einer Meßreihe ist bei

den höher metamorphen Illitproben (unter Hb rel.=140) erheblich geringer als bei den schwach metamorphen Illitproben (über Hb rel.=140) . Dies hängt mit dem höheren Ordnungsgrad des Kristallgitters der höher metamorphen Illitproben zusammen.

Mit zunehmender Mylonitisierung der Tonschiefer ist nach WEBER (1979) eine deutliche Abnahme der Illit-Kristallinität festzustellen..

Von der Fraktion 2-6 µ wurde eine Karte der Illit-Kristallinität der Südeifel kombiniert mit den von A., SCHULZ-ELLERMANN (Dissertation noch in Bearbeitung) ermittelten Werten gezeichnet.

Die Fraktion 2-6µ hat eine größere Illit-Kristallinität und lässt sich aufgrund einer geringeren Streuungsbreite (WEBER 1972) besser als die Fraktion 2µ zur Darstellung heranziehen . In einer Tabelle am Ende der Arbeit werden beide Fraktionen dargestellt . Die von WOLF (1978) gemessenen Inkohlungswerte im Südteil des Arbeitsgebietes wurden kombiniert mit 7 neu gemessenen Proben in die Karte der Illit-Kristallinität mit hineingenommen. Die Inkohlungswerte entsprechen der Illit-Kristallinität . Im Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung nordöstlich Lutzerath finden sich die höchsten Inkohlungswerte mit 7-7,3% Rmax und auch die höchste Illit-Kristallinität mit Hb rel.= 100-130.

An Proben aus dem Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung ist neben erhöhter Illit-Kristallinität auch eine vermehrte Neusprossung von Chlorit zu beobachten.

Röntgenübersichtsdiagramme sind in Abbildung 50 von einer Probe Io (Hb rel.=110) aus dem Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung und einer Probe Iv (Hb rel.=160) aus dem geringer metamorphen Bereich westlich des Sammetbachtales zusammen dargestellt worden . Der Chlorit (002)-Peak der Probe Io ist erheblich breiter und größer als der Chlorit (002)-Peak der Probe Iv im Vergleich zum Illit (001)-Peak.

Nach WEBER (1972) beginnt die Chloritporphyroblastensprossung bei Halbwertsbreiten des Illits um 5 . Die Chlorit-Glimmeraggregate erreichen ihre mittlere maximale Größe bei Halbwertsbreiten um 3,2 bis 3,3 nach WEBER (1972).

4.2. Korndeformation

Die mechanische Einregelung der sedimentären Glimmer in die Schieferungsflächen beginnt schon am Ende der Diagenese (ROY 1978, VOLL 1969). Schieferflächen entwickeln sich aus mikroskopisch kleinen Flexurzonen, die sich aus primären sedimentären Phyllosilikatlagen durch Fältelung bilden. Die Schieferfläche verläuft durch die Wendepunkte der Flexuren. Fortschreitende Deformation verringert den Winkel zwischen den beiden Scherflächensystemen (WEBER 1976).

In Tonschieferproben von Udler (Probe:45, 46), Wollmerath (Probe: 29) und Hasborn (Probe: 1, 2) mit relativen Halbwertsbreiten zwischen 160-180 ist eine beginnende mechanische Einregelung der detritischen Glimmer (Muskovit und Chlorit) in die Schieferungsfläche zu beobachten. Makroskopisch sind schlecht spaltende, rauhe Schieferflächen mit geringem Glanz zu erkennen. BORN (1929) spricht hier von einer Bruch- oder Rauhschieferung. In der Probe 2 (siehe Tabelle der Illit-Kristallinitätsmessungen) ist ein mattes Glänzen auf den Schieferungsflächen zu sehen (Probe 2 Hb rel.=177). Im Dünnschliff sind in der Schieferungsfläche gesprosste Phyllosilikate zu beobachten, die im Bereich der Schieferungsflächen das sedimentäre Phyllosilikatgefüge diskordant durchschneiden. Laut WEBER (1976) beginnt die Rekristallisation der Phyllosilikate auf den Schieferflächen bei Illit-Halbwertsbreiten um 160-170 (2-6µ Fraktion). Bei Halbwertsbreiten von 120 bis 130 sind auf den Schieferflächen durchgehende Phyllosilikatlagen zu beobachten. Makroskopisch ist dies besonders im Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung durch einen intensiven Glanz auf den gut spaltenden Schieferflächen zu beobachten. In der Probe 27 (Hb rel.=122) treten Phyllosilikat-Porphyroblasten bis zu 0,5mm Länge in der Schieferungsfläche auf. BORN (1929) beschreibt dies als Glattschieferung.

Nicht nur auf den Schieferungsflächen sondern auch innerhalb der Schieferungslamellen findet eine Rekristallisation der Phyllosilikate statt. Bei den Proben 22 und 36 sind große Chlorit-Glimmeraggregate zu beobachten (Größe bis über 300µm). Durch scherende Bewegungen aufgeflaserte Muskovite werden durch Chloritneusprossungen verheilt und bilden ein Chlorit-Glimmeraggregat. Chlorit wächst mit einem spitzen Winkel zur Basisfläche des Muskovits auf. Der aufgewachsene Chlorit hat einen helleren Grünton als der sedimentäre Chlorit. Das Wachstum der Aggregate erfolgt in der Haupt-

streckungsrichtung. Schon an der Grenze Diagenese zu Metamorphose beginnt nach ROY (1978) Chlorit, Muskovit und Rutil auf verschiedenen Gastmineralen wie Quarz und Muskovit aufzuwachsen.

In den Dünnschliffen der Proben 22 und 36 wurde der Winkel, den die Basisfläche der Glimmeraggregate mit der Schieferungsfläche bildet, gemessen. Im Diagramm (Abb.51, 52) wurde der Winkel in Bezug zur Größe der Aggregate und zur abgeschätzten Zusammensetzung dargestellt. Die größten Aggregate liegen mit ihrer Basisfläche mit etwa 60-80^{o} zur Schieferungsfläche in der Probe 22.

Die Chloritsprossung wird von der Deformation stellenweise überholt. Im Dünnschliff der Probe 22, 36 ist eine Verfältelung und Zerscherung der Chlorit-Glimmeraggregate zu beobachten. (siehe Abb. 53, 54). Die Aggregate werden von den Schieferungsflächen linsenartig umschlossen. Einzelne Quarzkörner zwischen den Schieferungsflächen zeigen in den Proben 22, 33, 34, 17 (Hb rel.=105-120) eine starke Auslängung in Streckungsrichtung (siehe Abb.58). Die Quarzkörner sind teilweise zerbrochen und verheilt. Das Quarzkorn wird im Bereich der Schieferungsfläche druckgelöst, im Druckschatten wird der Quarz wieder abgeschieden.

In den Saxler-Schichten sind im Liegenden der Siegener Hauptaufschiebung (r^{25}62 93 h^{55}56 64) im Quarz "Böhm´sche Lamellen" zu beobachten (siehe Abb.57). Benachbarte Tonsteinlagen zeigen eine Illit-Kristallinität mit Hb rel.=160-180. "Böhm´sche Lamellen sind Flüssigkeitseinschlüsse. Der Quarz reagiert bei ca. 250-270^{o}C auf Deformation mit der Bildung zahlreicher Versetzungen von Korngrenze zu Korngrenze (VOLL 1969). Diese Deformationslamellen werden bei der Kaltdeformation des Quarzes erworben. Die undulöse Auslöschung der Quarzkörner ist in fast allen Dünnschliffen zu beobachten. In höher metamorphen Dünnschliffproben aus dem Hangenden der Mayener Überschiebung treten beim Quarz verstärkt undulöse Auslöschung, Subkornbau und suturierte Korngrenzen in vereinzelten Sandsteinlagen auf. Im Dünnschliff D1 (r^{25}69 60 h^{55}57 10) durchschneiden die Schieferungsflächen mehere kleine Quarzgänge. Am Rand dieser Schnittflächen zeigen die Quarzkörner einen Subkornbau. Die Quarzgänge sind während der Faltung entstanden und durch den Faltungsprozess noch verformt worden.

Im Wissenbacher-Schiefer bei Olkenbach existieren Calcitgänge, die von der Schieferung durchschlagen werden.

Die Korndeformation und die Mineralneusprossungen lassen sich mit der Illit-

Kristallinitäts- und Inkohlungsmessungen grob parallelisieren.
ROY (1978) unterteilt die Anchimetamorphose in einzelne Abschnitte, die durch bestimmte Mineralverwachsungen charakterisiert werden.

Diagenese	1. Bildung von Anisotropie durch mechanische Rotation der detritischen Glimmer
Diagenese & Metamorphose	2. Beginn von bartähnlichen Wachstum von Chlorit, Glimmern und Rutil auf verschiedenen Gastmineralen
	3. Wachstum von Chlorit-Muskovit-Porphyroblasten
	4. Entwicklung von Brüchen und Bildung von Schichtsilikatfilmen, bartähnliches Wachstum hält an
	5. Anlösen von Quarz, Feldspat und Calcit ergibt eine starke Plättung dieser Körner
	6. Bildung von Quarz-Chlorit-Calcit-Gängen parallel der Schieferungsebenen

Die Korndeformation, die Illit-Kristallinitäts- und die Inkohlungsmessungen lassen Zahlen über die Mindesttiefenlage des aufgeschlossenen Deformationstockwerkes abschätzen (WEBER 1979).
Da die Quarzkörner meist nicht rekristallisiert sind, hat die Aufheizung des Sedimentstapels laut VOLL (1983) nicht mehr als 300°C erreicht.
Die Deformation der Obersiegen- und Unterems-Gesteine nördlich der Siegener Hauptaufschiebung (Hb rel.=160-220) scheint in ungefähr 3000-4000m Tiefe stattgefunden zu haben. Die Deformation des Hunsrückschiefers und der Sedimente der Verzahnungszone im hangenden der Siegener Hauptaufschiebung (Hb rel.=100-130) scheint unter einer 5000-7000m mächtigen Auflast stattgefunden zu haben (WEBER 1979).
Für Teile des Hunsrückschiefers wird nach LANGHEINRICH (1976) angenommen (dies gilt auch für die Verzahnungszone), daß die erste Faltung und Durchbewegung (1.Schieferung) im Beisein eines relativen hohen Porenflüssigkeitsanteils am Gesamtsediment stattgefunden hat ("Nasse Schieferung").
Die 2. Schieferung scheint eher postkristallin erfolgt zu sein. ("Trockene Schieferung"). WEBER (1982) vermutet, daß abnormale hohe Porenlösungsdrucke in pelitischen Gesteinen im Rheinischen Schiefergebirge hauptsächlich durch Kompaktionsungleichgewichte entstehen. Bei ausreichendem Porenwasserdruck können auf Schicht- oder Schieferflächen parallele Spalten entstehen und lateralsekretionär mineralisiert werden. Im Anfangsstadium der Deformation entstehen diese Spalten in Form von Dehnungs- und Verschiebungsbrüchen.

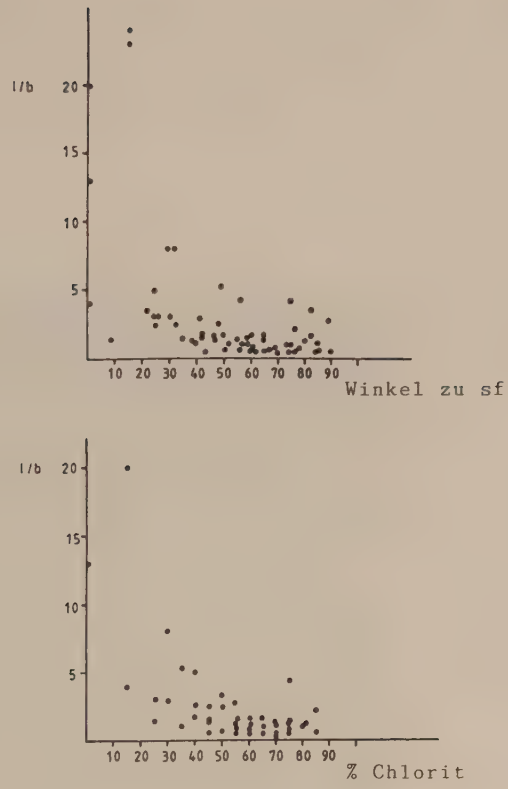


Abb.51 : Tonschiefer aus der Verzahnungszone (Unterems , Blatt Gillenfeld, $r^{25}69\ 60\ h^{55}57\ 10$, Hb rel.=115),
Chlorit-Glimmeraggregate

obere Abb.: l/b (Länge durch Breite der Aggregate) abgetragen zu dem Winkel der Basisfläche zu sf

untere Abb.: l/b abgetragen zu dem Anteil an Chlorit innerhalb der Aggregate

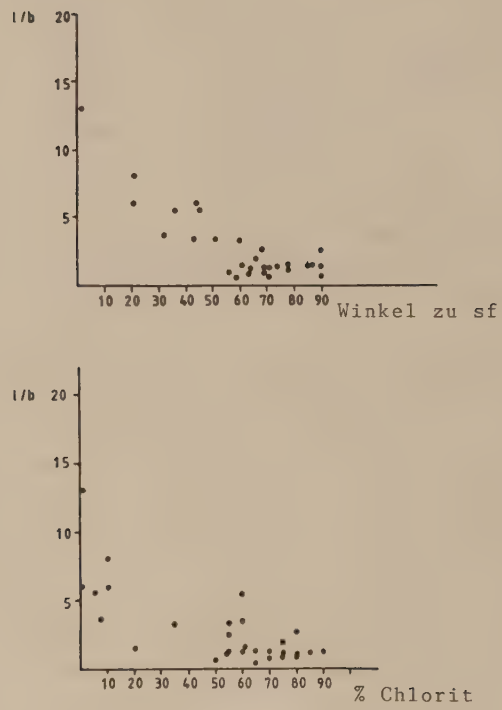


Abb. 52 : Tonschiefer aus den Eckfeld-Schichten (Unterems , Blatt Gillenfeld , $r^{25}63\ 07\ h^{55}52\ 76$, Hb rel.=145)
Chlorit-Glimmeraggregate
obere Abb.: 1/b (Länge durch Breite der Aggregate) abgetragen zu dem Winkel der Basisfläche mit sf
untere Abb.: 1/b abgetragen zu dem Anteil an Chlorit innerhalb der Aggregate

Abb.53: Tonschiefer der Eckfeld-Schichten (Unterems, Blatt Gillenfeld, $r^{25}63\ 07\ h^{55}52\ 76$, Sammetbachtal, Hb rel.=145)
quer zu den sf-Flächen orientiertes Chlorit-Glimmeraggregat, Aggregat ist geknickt. (Balkenlänge entspricht 0,1mm)

Abb. 54: Tonschiefer der Eckfeld-Schichten (Unterems, Blatt Gillenfeld, $r^{25}63\ 07\ h^{55}52\ 76$, Sammetbachtal, Hb rel.=145) bevorzugt quer zu den sf-Flächen orientierte Chlorit-Glimmeraggregate (Chlorit (Ch.) grau und Muskovit (Mu.) hell im Photo), Aggregate sind teilweise durch die Schieferung zerschert worden, vereinzelte Phyllosilikatneusprossungen auf den Schieferflächen (Balkenlänge entspricht 0,1mm)

Abb. 55 : Tonschiefer aus der Verzahnungszone aus dem Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung (Unterems , Blatt Gillenfeld , Üssbachtal , $r^{25}69\ 60\ h^{55}57\ 10$, Hb rel.=115 , X Pol.)
Chlorit-Glimmeraggregate in einem synkinematisch rekristallisiertem Tonschiefer , bevorzugt quer zu den sf-Flächen orientierte Chlorit-Glimmeraggregate , breite Schieferungsflächen maskiert durch opake Minerale , lentikuläres Schieferflächengefüge (Balkenlänge entspricht 0,1mm)

Abb. 56 : Sandiger Tonschiefer , Verzahnungszone (Unterems , Blatt Cochem $r^{25}71\ 40\ h^{55}55\ 35$, Hb rel.=122 , X Pol.)
In der Schieferfläche neugesprosste lange Glimmerporphyroblasten, bartähnliches Aufwachsen von Schichtsilikaten (hier : Chlorit) auf Quarz und Feldspat , großes Glimmeraggregat von neugesprossten Schichtsilikatlagen umgeben in der rechten Bildhälfte (Balkenlänge entspricht 0,1mm)

Abb. 57: Sandstein der Saxler Schichten (Obersiegen, Blatt Gillenfeld, $r^{25}62\ 93\ h^{55}56\ 64$, in der Nähe Hb rel.=160-180)
Deformationslamellen im Quarz, "Böhm´sche Lamellen", Polygonisation einzelner aneinander liegender Quarzkörner

Abb. 58: Tonschiefer, Hunsrückschiefer (Unterems, Blatt Cochem, Endertbachtal, $r^{25}80\ 65$, Hb rel.=119)
stark zwischen den Schieferungsflächen gelängte Quarzkörner, Anlösung im Bereich der Schieferflächen, Ausfällung im Druckschatten, großes Quarzkorn in der Bildmitte ist zerbrochen, breite mit neugesprossten Phyllosilikaten belegte Schieferflächen sind durch opake Minerale maskiert.
(Abb.57 und Abb.58 siehe S.98)

Abb. 59: Tonschiefer mit Quarzgang aus der Verzahnungszone aus dem Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung (Unterems, Blatt Gillenfeld, Üssbachtal, $r^{25}69\ 60\ h^{55}57\ 10$, Hb rel.=115, X Pol.)
Quarzkörner des Quarzgangs zeigen Subkornbau, beginnende Rekristallisation des Quarzes, Quarzgang entstand vermutlich während der Faltung und wurde mitgefaltet.

Abb. 60: Tonschiefer mit Sandlage aus der Verzahnungszone (Unterems, Blatt Cochem, Weilerbachtal, $r^{25}77\ 75\ h^{55}56\ 30$, Hb rel.=106, X Pol.)
in den Tonlagen sind engscharige Schieferflächen mit Neusprossungen von Glimmern in der sf-Fläche entwickelt, Sandlage zeigt eine nur schwach erkennbare Schieferung.
(Abb.59 und Abb.60 siehe S.99)
(Balkenlänge entspricht 0,1mm)

Abb.57 :

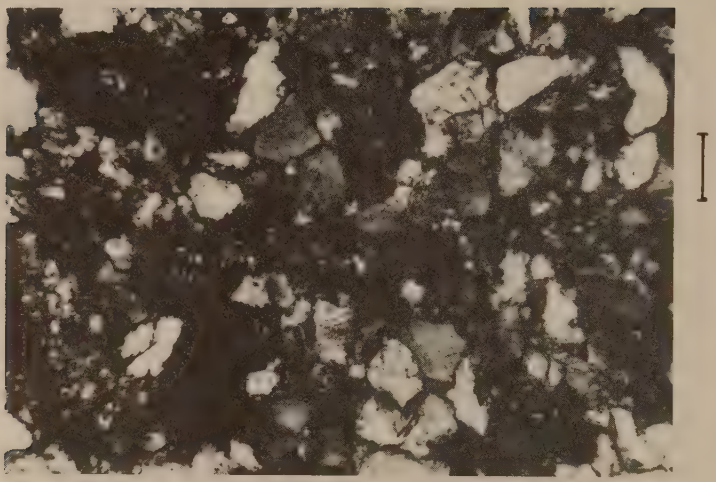


Abb.58 :

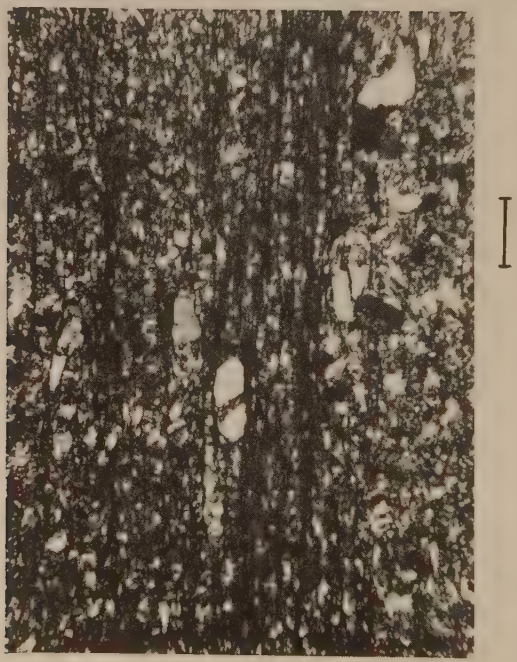


Abb.59: (Erläuterungen Abb.59 und Abb.60 siehe S.97)

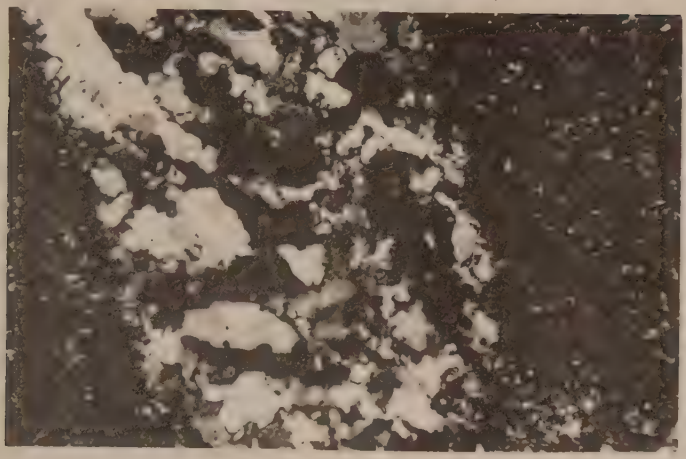
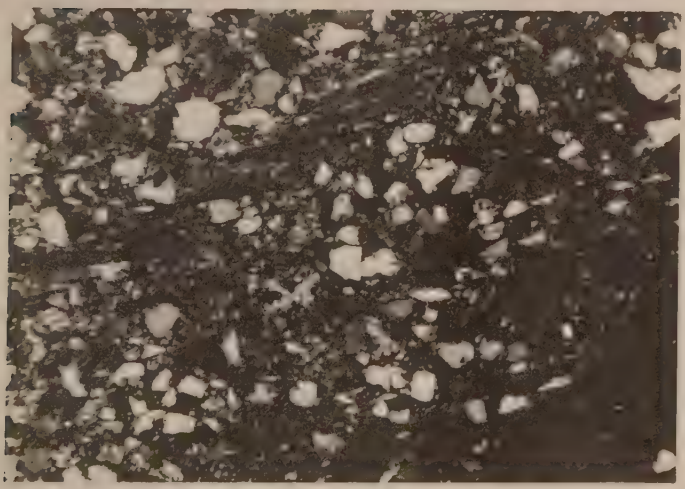


Abb.60:



5. Interpretation der Tektonik

5.1. Problematik der Vergenzfächer und Vergenzmeiler

Der Umschlagsbereich des Vergenzfächers wurde detailiert aufgenommen. Der Vergenzwechsel ist nicht scharf zu fassen. Es sind über 1km breite Umschlagsbereiche, in denen das Einfallen der Schieferungsflächen ähnlich wie die Vergenz der Spezialfalten mehrfach wechselt.
Im Sammetbachtal nördlich der Hasborner Mühle beginnt im Südteil des Vergenzumschlagbereichs eine kleinräumige Faltung. Die Faltenvergenz pendelt hier zwischen NW-vergenten über nicht vergente bis zu SE-vergenten Falten von Nord nach Süd (siehe Abb.61, die Vergenzrichtungen sind mit Pfeilen angedeutet). Der Faltenspiegel nimmt im Vergenzumschlagbereich eine schwach gewellte bis horizontale Lage ein. Er fällt südlich des Vergenzfächers nach Süden zur Mitte der Moselmulde hin ein.
Nördlich des Vergenzfächers fällt er nur schwach nach Süden, nördlich Gillenfeld fällt er nach Nordwesten ein. Der Vergenzfächer stellt einen Knick in der Faltenspiegelfläche dar, der räumlich höher liegt als die SE-vergente Zone und räumlich etwas tiefer (bzw. die gleiche Höhenlage) als die NW-vergente Zone.
Der Vergenzfächer hat nach HOEPPENER (1957) Ähnlichkeit mit einem Horst zwischen zwei Grabengebieten. Dies ist laut HOEPPENER nur durch Bewegungen an antithetischen Abschiebungen zu erreichen. Diese antithetischen Abschiebungen können jedoch in der Nähe der Vergenzfächer nicht nachgewiesen werden. Es treten eher Aufschiebungen auf, deren Überschiebungsfläche parallel zur Schieferung liegt und deren Bewegungsinn vom Vergenzfächer wegführt.
Eine stärkere Einengung des Vergenzumschlagbereichs gegenüber der SE-vergenten und NW-vergenten Zone nicht festgestellt werden. Sie müßte aber in einem Pressungsgelenk zwischen zwei Großschollen existieren (QUIRING 1928). Im Kleinen kann ein Materialwechsel für die Ausbildung von Vergenzfächern und -meilern in Spezialfalten verantwortlich sein. Im Großen ist ein krasser Materialwechsel im Bereich des Vergenzfächers im Alftal nicht nachzuweisen. Die Konfiguration des tieferen Untergrundes kann für eine primäre Anlage der Vergenzverhältnisse von großer Bedeutung sein (DAHLGRÜN 1932, MEYER & STETS 1975).
Der Vergenzfächer und Vergenzmeiler im Alftal sind in bezug auf die Schie-

ferungsflächen symmetrisch gebaut. Abrupte Vergenzwechsel und eine stark asymmetrische Ausbildung des Vergenzfächers lassen sich, wie nördlich von Lutzerath, mit der Existenz einer streichenden Störung (Überschiebung) in diesem Bereich deuten.

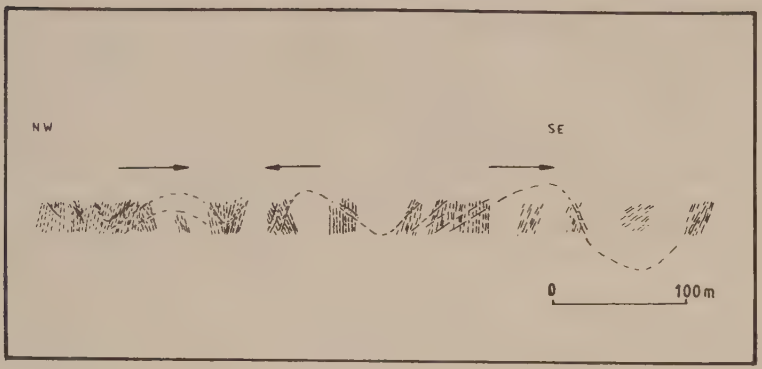
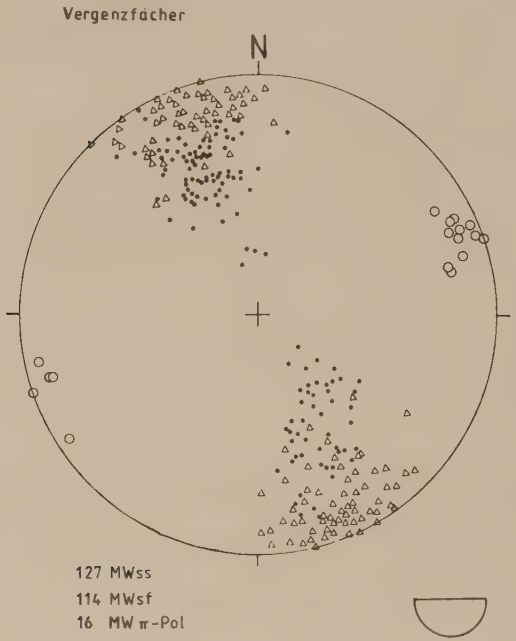


Abb.61: Spezialfalten mit wechselnder Vergenz (Vergenzrichtungen sind mit Pfeilen angedeutet) in den Biederburg-Schichten (Singhofen), Sammetbachtal nördlich der Hasborner Mühle, zwischen "auf der Heckert" und "Wallert"

Abb.62: Gefügediagramm: Umschlagsbereich des Vergenzfächers im Sammet- und Alfbachtal ; ss-Pole normal als Punkte, ss-Pole überkippt als Vierecke, sf-Pole als Dreiecke und -Pole (B-Achse) als Kreis dargestellt



5.2. Interpretation des Bewegungsablaufes und einzelne Modelle

In diesem Kapitel soll auf verschiedene tektonische Konzepte von HOEPPENER (1957), QUIRING (1928, 1939), ENGELS (1960), GASSER (1978), WEBER (1978), MURATA & WEBER (1983), WALLBRECHER (1963) und KREBS & WACHENDORF (1974) über die tektonische Herausbildung der Moselmulde eingegangen werden. Diese Autoren versuchen, das für das Rheinische Schiefergebirge außergewöhnliche Phänomen der Herausbildung von Vergenzfächern und -meilern und das Entstehen von einer SE-vergenten Zone im Nordflügel der Moselmulde zu erklären.

HOEPPENER (1957) gibt drei Bewegungspläne an, die sich zeitlich überlagern und in bestimmten Entwicklungsabschnitten verschieden stark dominieren.
- Absenkung der Moselmulde -
- Einengung in 150°-Richtung -
- Rotation des NE-teil des Gebietes nach links (Rotation um eine senkrechte Achse im Gegenuhrzeigersinn) -

Die Absenkung setzt nach HOEPPENER (1957) schon seit dem Obersiegen ein. Er gliedert den Deformationsablauf in 6 Phasen auf, die nacheinander ablaufen. Durch die Faltung in der Einengungsrichtung-150° entsteht ein NW-vergenter Faltenbau (Phase 1). In der Eifel erfolgt in dieser Phase nach HOEPPENER noch keine Schieferung. (Die Darstellung von GASSER (1978) ist hier nicht ganz korrekt). Mit weiter einsetzender Absenkung (Phase 2) wird die NW-Flanke der Mulde nach SE rotiert.
Bei SE-fallenden Faltenspiegel wird der Faltenbau in der Eifel (Phase 3) durch N-klinente Schieferung durchsetzt.
In der Phase 4 führt eine weitere Einengung zur Herausbildung von Überschiebungen. In den letzten beiden Phasen (Phase 5, 6) führt die Absenkung zu einer verstärkten Rotation nach SE und durch verstärkte Spannung in vertikaler Richtung zur Ausbildung antithetischer Abschiebungen, welche die durch die Rotation bewirkte Absenkung der Gesteine wieder rückgängig machen und die scheinbare Mächtigkeit des Sedimentstapels erheblich reduzieren (siehe Abb.63 S.106).
Gegen dieses Modell spricht, daß im SE-vergenten nur wenige Abschiebungen beobachtet werden können (siehe LANGSDORF 1974 und SOLLE 1976). Zudem werden HOEPPENER (wie GASSER (1978) bemerkt) im Bereich der Vergenzfächer und -meiler Bewegungsflächen höherer Ordnung benötigt, zwischen denen das Teilgefüge rotiert wird. Bewegungsflächen höherer Ordnung konnten im Gelände nicht entdeckt werden.
HOEPPENER geht von einem NW-vergent angelegten Faltenbau aus, der dann während der Faltung nach SE rotiert wird. Der ehemals NW-vergente Faltenbau in dem stark SE-vergenten Bereich lässt sich schwerlich nachweisen. Bei einer NW-vergenten Anlage des Faltenbaus ist eine relative Ausdünnung der Steil-, bzw. der Überkipptflügel, zu beobachten, die bei einer Rotation nach SE übernommen werden müssen. Diese relativ ausgedünnten Steilflügel müßten nach der Rotation die flachen Flügel der Falten bilden. Dies kann nicht beobachtet werden. Die Steilflügel im SE-vergenten Bereich sind eher

stärker ausgedünnt und gering mächtiger als die flachen Flügel. Zudem ist der durchschnittliche Öffnungswinkel der Falten in der SE-vergenten Zone erheblich kleiner als in der NW-vergenten Zone, so daß bei einer Rotation nach SE die NW-vergenten Falten eine zusätzliche Einengung erfahren haben müßten, wenn sie nicht primär enger waren.

Nach HOEPPENER deutet das Abweichen der Schieferflächen von der Faltenachsenebene (siehe Abb.20 S.54) auf eine Rotation der Falten vor Einsetzen der ersten Schieferung hin. Das Gestein rotiert gegenüber einem richtungskonstanten Beanspruchungsplan. Dieser Abweichungswinkel schwankt von Falte zu Falte sehr stark, so daß sich daraus keine Tendenzen ablesen lassen. Zudem scheint die heterogene Ausbildung des Sedimentmaterials innerhalb der Falte einen nicht zu unterschätzenden Einfluß auf den Abweichungswinkel zu haben.

QUIRING (1928) sieht im Bereich der Vergenzmeiler und -fächer die Grenze von Großschollen. Entgegengesetzte dynamische Komponenten erzeugen nach QUIRING zahlreiche schmale Großschollengelenke, die einander durchkreuzen und überdecken. Er glaubt, daß der Zusammenschub der Großschollen vor der Kieselgallenschiefer-Zeit abgeschlossen ist. Dies entspricht aber nicht dem von AHREND, HUNZIKER & WEBER (1978) durch K-Ar-Altersbestimmungen in der Lahnmulde gewonnenen Faltungsalter von 321-335 Millionen Jahren, das man auf die Moselmulde übertragen kann.

ENGELS (1960) stellt das Modell einer asymmetrischen, dickbauchigen Vase mit verschieden hohen Rändern für die Moselmulde vor. Er sieht die langen überkippten Verkehrtschenkel und die kurzen Normalschenkel des NW-Flügels als Schleppfalten eines Groß-Synklinoriums. ENGELS versucht die bei diesem Modell entstehenden hohen Mächtigkeiten durch eine Wanderung von linsenförmigen Sedimentbecken im Sedimentationsraum vom Rand zum Zentrum der Mulde zu reduzieren.

WALLBRECHER (1963) postuliert eine tektonische Zerlegung des Untergrundes während des Siegens und Unterems in zwei Schrägschollen, die nach SE einfallen. Er begründet dies mit faziellen Wiederholungen im Sedimentationsraum. Änderungen im Sandgehalt in der Sedimentabfolge stellen aber nicht unbedingt eine Fazieswiederholung dar. Zudem müssen Faziesänderungen mit der Änderung der Faunenzusammensetzung belegt werden.

Nach der Sedimentation findet nach WALLBRECHER (1963) eine Zerlegung des Untergrundes in sieben einzelne Schollen statt. Im Sinne HOEPPENER's

rotieren diese Schollen nach SE, und aus steilen Aufschiebungsbahnen entstehen antithetische Abschiebungen. Am Rand dieser Schollen müßten Sprünge der Inkohlungs- und Illit-Kristallinitätsmesswerte zu beobachten sein, was aber noch nicht überprüft wurde.

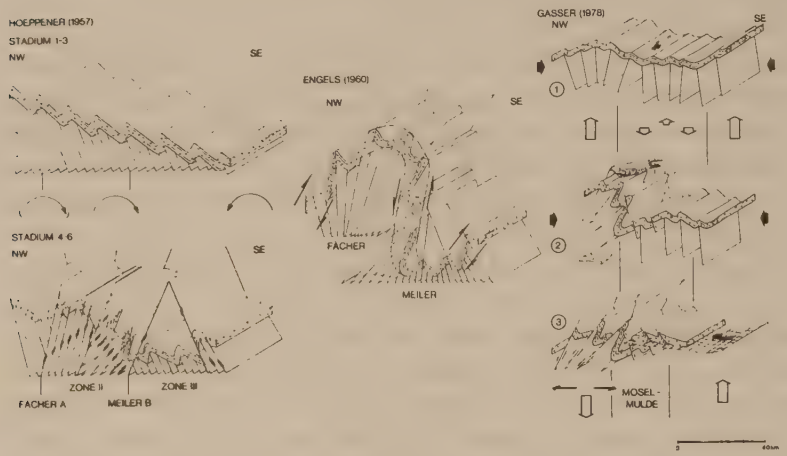
Nach GASSER (1978) entsteht in der ersten Phase der Deformation ein weitspanniges Großsynklinorium, wobei die Schieferung mit der ersten Großfaltung angelegt wird. Die entstehenden asymmetrischen Falten sind Schleppfalten des Großsynklinoriums. Bei weiterer Einengung und Absenkung findet nach GASSER (1978) auch die von HOEPPENER (1957) beobachtete Linksrotation an N-S-Störungen statt. GASSER postuliert eventuelle Ausgleichsbewegungen mit Rechtsrotation für das Muldeninnere. Als letzte Phase für die richtungsgleiche Subsidenz der Moselmulde findet eine Zerstückelung und Absenkung des Nordflügels statt. Hierfür nimmt GASSER ähnlich wie HOEPPENER (1957) antithetische Abschiebungen an. Auch hier ist der Nachweis der antithetischen Abschiebungen im Gelände sehr problematisch.

Der Südflügel der Moselmulde wird angehoben und an flachen Überschiebungen in Richtung Muldenachse gemäß einer Gleitbrettektonik zerschert. GASSER nimmt die flache "Bruttiger Überschiebung" als Beispiel für seine flachen Überschiebungen im Südflügel der Moselmulde. Flach einfallende Überschiebungsflächen stellen im Südflügel der Moselmulde eher eine Ausnahme dar und lassen sich nicht für den ganzen Südflügel postulieren (siehe MEYER & STETS 1975). GASSER's Modell kann nur für bestimmte Teile des Nordflügels gelten (wie z. B. das Endertbachtal nördlich Cochem). Eine so starke Schuppentektonik, wie sie GASSER im Nordflügel der Moselmulde postuliert ist im Sammet-, Alf-, Üss- und Erdenbachtal nicht zu beobachten. Nach GASSER hat der SE-vergente Bereich keine ursprünglich NW-vergente Faltenanlage vor der Rotation besessen. Ein gleichsinniges Durchschlagen der Schieferungsflächen beider Faltenschenkel als direkter Beweis für die Ungleichzeitigkeit von Falten- und Schieferungsanlage kann, wie GASSER bemerkt, nicht nachgewiesen werden.

Nach LANGHEINRICH (1976) liegt die Hauptursache für die Bildung der SE-vergenten Zonen in der Moselmulde an der starken tiefgreifenden Anpressung des Nordrandes der Mitteldeutschen Schwelle gegen die Moselmulde mit dem "Siegerländer Block" im Norden als Widerlager.

MURATA & WEBER (1983) diskutieren ein Subduktionsmodell für die Moselmulde. Hierbei wird die Unterkruste der Moselmulde an der Mitteldeutschen Schwelle

Abb.63: Tektonischer Werdegang der Moselmulde nach HOEPPENER (1957), ENGELS 1960 und GASSER (1978) (aus NEGENDANK 1983)



subduziert und die Oberkruste mit dem Sedimentstapel gefaltet. Eine einfache Subduktion am Nordrand der Mitteldeutschen Schwelle hat Schwierigkeiten, die Bivergenz der Moselmulde zu erklären. Ein Subduktionsmodell bietet eine Erklärung für die starke Absenkung der Moselmulde während der Sedimentation und Faltung. Zudem müßte man im Bereich der Moselmulde einen Deckenbau erwarten, der bisher teilweise nur im östlichen Schiefergebirge in der Nähe von Gießen nachgewiesen werden konnte (siehe ENGEL u.a. 1983). WEBER (1978) versucht das Entstehen der SE-vergenten Zone im Rückland der Siegener Hauptaufschiebung durch eine Rotation der Hangend-Schichten der Überschiebung bei der Bewegung der Überschiebung zu erklären. Demnach müßte sich die Siegener Hauptaufschiebung in einer frühen Phase der Faltung herausgebildet haben. Es könnte nach dieser Theorie der Vergenzfächer dort entstehen, wo die listrische Überschiebungsfläche in die Horizontale im Untergrund einbiegt.

Die Siegener Hauptaufschiebung reicht soweit nach Westen in der Moselmulde, wie auch der SE-vergente Bereich nach Westen reicht. Ein Zusammenhang scheint zwischen der Überschiebung und dem SE-vergenten Bereich zu existieren. Es hat aber eher den Anschein, daß die SE-vergente Zone vor der tektonischen Herausbildung der Siegener Hauptaufschiebung existierte.

KREBS & WACHENDORF (1974) diskutieren das Modell eines "orogenen Diapirismus" mit der frühen Anlage von Faltungskernen über Metamorphose-Aureolen oder Intrusivkörpern. Sie sehen die Herausbildung von Hochzonen und Vorsenken nicht als Ergebnis einer horizontalen Krustenverkürzung, sondern führen dies auf gravitative Massenbewegungen zurück.
Die relative Hochlage der Mitteldeutschen Schwelle und des Siegerländer Blocks im Ablagerungsraum kann mit der Existenz von gravitativen Schwereunterschieden, verursacht durch Intrusionen im Untergrund, zusammenhängen. (In der Bohrung SAAR 1 wurde auf der Mitteldeutschen Schwelle ein Albit-Granit von unterdevonischem bis mitteldevonischem Alter erbohrt, LENZ & MÜLLER 1976) Das Fehlen von eugeosynklinalen Serien im Bereich der Moselmulde deutet nach KREBS & WACHENDORF (1974) auf eine geringe Vertikal-Mobilität des geosynklinalen Untergrundes hin. Dieser orogene Diapirismus kann vorprägend für den Ablagerungsraum und die Faltung sein, er kann aber nicht alle durch die Faltung entstandenen Phänomene deuten.
Alle aufgeführten tektonischen Modelle der Moselmulde haben Schwierigkeiten mit allen Geländebeobachtungen im Einklang zu stehen. Es muß bei jedem Modell vor allem die heterogene Ausbildung des Sedimentationsraums berücksichtigt werden. Synsedimentäre Bewegungen an N-S-Störungen und an streichenden Störungen ("Gefällsknick" im Bereich der Siegener Hauptaufschiebung zwischen Siegener Normalfazies und Hunsrückschieferfazies) führen zu Mächtigkeits- und Faziesunterschieden, welche die Mechanik der Faltung beeinflussen. Zu beachten ist die Linksrotation an N-S-Störungen im direkten Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung und die gegenläufige Rechtsrotation im Bereich der Olkenbacher Mulde. Wenn die Links- und Rechtsrotationen an Querstörungen gleichzeitig im Deformationsablauf erfolgen, müssen sie im Bereich nördlich von Bad Bertrich zu einer Querdehnung führen. Der hier auftretende linsenförmige Bereich mit flach liegender Schieferung und flach liegenden Faltenachsenebenen kann durch eine solche Querdehnung erklärt werden.
Diese Zone mit flach liegender Schieferung steht in engem Zusammenhang mit der Heraushebung einer höher metamorphen Scholle durch die Tätigkeit der Siegener Hauptaufschiebung. Die Scholle im Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung ist um 2000 bis 3000m gegenüber den Sedimenten im Liegenden der Aufschiebung angehoben worden. In streichender Fortsetzung biegt sich die Scholle nach Westen allmählich nach unten. Der größte Teil dieses höher metamorphen Teils ist SE-vergent.

Der SE-vergente Bereich ist teilweise durch eine Überschiebung parallel zur Siegener Hauptaufschiebung nach Norden bewegt worden und durch die rotationelle Bewegung an dieser Störung schräg angehoben worden.(siehe Strukturkarte und Profil C-D).

Es lassen sich drei verschiedene tektonische Entwicklungsmodelle für das Erdenbachtal (A1, A2), das Üssbachtal (B2) und für das Alf- und Sammetbachtal (C1, C2) diskutieren. (siehe Abb.64 S.109)

Erdenbachtal (A1, A2):

Durch stärkere Absenkung im Bereich der Hunsrückschiefer-Fazies und Verzahnungszone mit einem Schwerpunkt im Obersiegen und Unterems könnte man einen Sedimentationsschwerpunkt nördlich Cochem vermuten (siehe MEYER & STETS 1980). Diese Sedimentmasse verhält sich bei einsetzender Faltung als "kompakter Block" , der bei der Faltung nur durch Auf- und Abschiebungen zerschert wird. Der entstehende lange Muldennordflügel wird im Norden angehoben und im Südteil gesenkt. Er erfährt eine Rotation um eine horizontale Achse nach SE und eine schwächere Linksrotation um eine vertikale Achse. Der lange Muldennordflügel könnte das Widerlager bei der Faltung für die Ausbildung der fast flach liegenden Faltenachsenebenen bei Bad Bertrich darstellen. Die Falten richten sich mit ihren Faltenachsenebenen zum Zentrum der Moselmulde wieder auf.

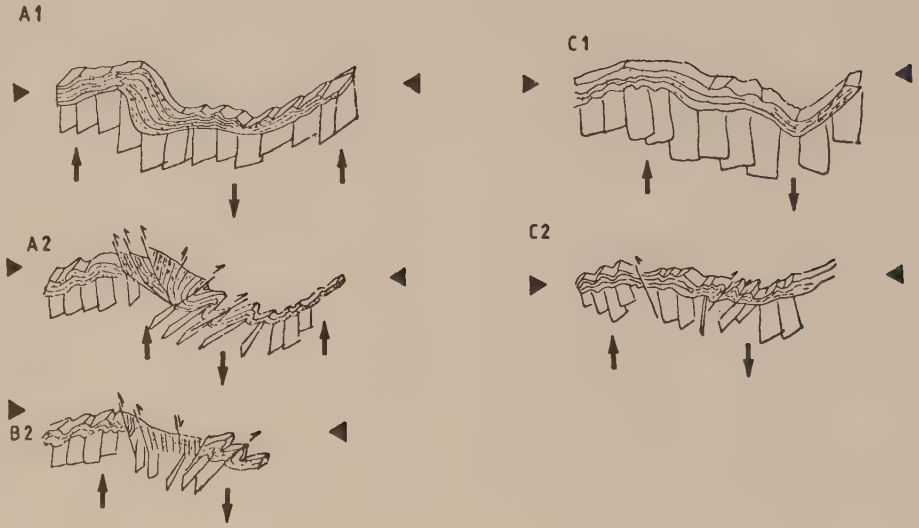
Üssbachtal (B2):

Der Sedimentstoß wird in Form eines langen Muldennordflügels durch die Einengung und Hebung im Norden nur steil gestellt. Der nördliche Teil des Sedimentstapels wird in Form des Wagenhausener Sattels gefaltet. Der Sattel wird durch eine Aufschiebung zerschert. Der lange Muldennordflügel bildet während der Faltung ein Widerlager für die Entstehung von überkippten Falten nördlich von Bad Bertrich. Im Übergangsbereich des langen Muldennordflügels in die südlich anschließende Spezialfaltungszone ist eine Häufung von vielen Auf- und Abschiebungen zu beobachten. Dieser Störungsbereich deutet auf eine mechanische Trennung des langen Muldennordflügels und des Spezialfaltungsbereichs hin.

Sammet- und Alfbachtal (C1, C2):

Die Hebung im Norden der Moselmulde und Einsenkung im Zentrum erfolgt schon im Sedimentationsraum. Diese Bewegungen halten während der Faltung bis zu ihrem Abschluß an. Nördlich des Vergenzfächers existiert im Sammet- und Alfbachtal ein geringerer Sedimentationsschwerpunkt und ein kürzerer

Abb.64: Tektonischer Werdegang des Nordflügels der Moselmulde
drei Entwicklungsmodelle: (A1, A2): Erdenbachtal, (B2): Üssbachtal,
(C1, C2): Sammet- und Alfbachtal



Muldennordflügel als in östlicher Fortsetzung. Der SE-vergente Bereich ist schmäler und die Einengung der Schichten ist nicht so stark wie im Gebiet nördlich von Bad Bertrich. Der Faltenspiegel fällt hier auch flacher nach Süden ein. Die Faltung hat im Alf- und Sammetbachtal einen geringer mächtigen Sedimentstapel zu bewältigen als in östlicher Fortsetzung.
Die entwickelten tektonischen Modelle versuchen, die Betonung mehr auf die im Sedimentationsraum unterschiedlichen Mächtigkeiten und Materialunterschiede zu legen. Wobei ähnlich wie bei GASSER eine NW-vergente Vorprägung der SE-vergenten Zone nicht angenommen wird.
Während der Faltung wirkt ein rotationelles Drehmoment, bedingt durch die Hebung bzw. Senkung und die zusätzliche Einengung, auf die Schichtung.
Im Bereich des Vergenzfächers wird Material nach oben weggeführt (der ganze Sedimentstapel wird angehoben bzw. hochgedehnt) und im Bereich des Vergenzmeilers wird Material nach unten weggeführt (eingesaugt).
Unterschiedliche Sedimentationsschwerpunkte, lokale bis großräumige Materialwechsel und Bruchschollen im Untergrund führen während der Faltung zu einer tektonisch heterogenen Ausbildung des Moselmuldennordflügels.

6. POSTVARISCISCHE TEKTONIK UND VULKANISMUS

Während des Rotliegenden bilden sich NE-SW-streichende und mit 75-90°S bis SE einfallende Abschiebungen im Bereich Olkenbach-Bausendorf heraus.
Sie begrenzen die Wittlicher Senke mit ihren Rotliegend Sedimenten nach Norden. Die Störungen verlaufen ähnlich wie das allgemeine Schichtstreichen und das Streichen der Schichtgrenzen im Oberems. Die Wittlicher Senke richtet sich in ihrer Herausbildung an die vorgegebene variscische Struktur (KOPP 1955).
Am SW-Ende des Arbeitsgebietes treten in der Wittlicher Senke zwei stark zersetzte Basalte, der Lüxemer Kopf und der Neuenburger Kopf, mit Oberkreidealter auf (LIPPOLT 1983).
Der quartäre Vulkanismus bedeckt mit seinen Tuffen weite Teile des Arbeitsgebietes. Im Norden des Arbeitsgebietes liegt das Pulvermaargebiet (WIENECKE 1979). Dargestellt sind in der Strukturkarte (Anlage 3) von Westen: die Hitsche, das Dürre Maar, das Holzmaar, das Pulvermaar bei Gillenfeld, das Ellscheider Maar, das Maar von Oberwinkel, im Nordosten

Roter Berg (Vulkan) westlich Wollmerath, der Wetschert (ein Tuff- und Schweißschlackenwall), das Immerather Risch, das Immerather Maar, das Trautzberger Maar, das Strohner Maar und der Römerberg, der Vulkankomplex des Wartgesberg und das Sprinker Maar.
Der Wartgesberg hat zwei Lavaströme geliefert. Der eine Lavastrom mit 6km Länge füllt das Alftal bis 700m südlich der Hontheimer Mühle aus (er wurde in der Strukturkarte weggelassen, siehe WIENECKE 1979b).
Das Sprinker Maar, der Wartgesberg, das Strohner Maar, der Römerberg, der Lavagang am Südende des Pulvermaars, das Pulvermaar und das Ellscheider Maar liegen auf einer Linie in NNW-SSE-Richtung (WIENECKE 1979a). Die Vulkanlinie zeigt einen ähnlichen Verlauf wie die Hauptkluft- und Störungsrichtungen im Norden des Arbeitsgebietes.
Im Salzbachtal südwestlich von Wispelt liegt das von LORENTZ & BÜCHEL (1983) geomagnetisch nachgewiesene "Wispelter Maar". Es liegt abseits von den Zentren des quartären Vulkanismus. Am Südwestende der Maarhohlform ist im Bachanschnitt des Salzbaches ein stark zersetzter Tuff unter 1-2m Fließerde mit bis 30cm großen Gesteinsbrocken aufgeschlossen.
Zwischen dem Üss- und Erdenbachtal liegt das Vulkangebiet von Bad Bertrich mit 9 Ausbruchszentren (Kennfuser Maar, Tümmelbusch, Hüstchen, Falkenlay, Vulkane der Facher Höhe, das Hardt Maar und das Elfenmaar (eher ein Tuffringwall) mit dem Lavagang "Käsegrotte"). Reste von Lavastömen sind im Üssbachtal von der Wilhelmshöhe bis zum südlichen Ortsende von Bad Bertrich zu finden (QUITZOW 1971).

Abb.65: Blick vom Weg zum Aussichtspunkt Hohlei ($r^{25}72\ 00\ h^{55}49\ 46$) auf die Entersburg und das Straßenprofil Kennfus-Bad Bertrich

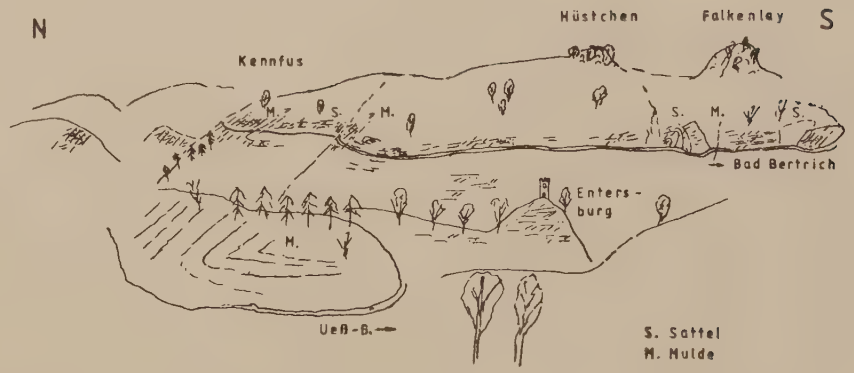


Tabelle der Illit-Kristallinitätsmessungen

Probe Nr.	relative Halbwertsbreiten von 001-Illit				Lokalität	
	Hb. 2-6µm	Hb. <2µm	Hb. rel. 2-6µm	Hb. rel. <2µm	r^{25}	h^{55}
1 Ia	5,2	5,3	168	175	66 305	46 50
2 Ib	5,6	5,7	177	178	68 030	49 825
3 Id	4,9	5,0	155	157	69 185	48 800
4 Ie	4,4	5,1	142	165	69 17	48 65
5 Ig	5,4	5,7	170	179	70 225	49 20
6 Ii	4,65	5,0	150	163	70 125	51 54
7 Ij	3,9	4,35	122	143	70 40	52 91
8 Ik	4,1	4,5	131	142	71 025	55 55
9 Il	3,9	4,2	123	140	68 275	52 86
10 Im	4,0	5,68	142	178	64 50	48 75
11 In	3,55	4,0	114	131	74 60	56 25
12 Io	3,4	3,9	110	124	76 52	55 625
13 Ir	4,0	4,4	127	137	74 35	54 625
14 Is	4,65	5,18	149	170	69 175	57 275
15 It	4,66	4,88	147	153	72 30	50 15
16 Iv	4,53	5,1	160	164	68 25	49 53
17 Iw	3,8	3,9	119	123	80 65	60 25
18 Iz	3,36	3,7	111	131	70 20	56 10
19 Iso	4,33	4,65	139	153	70 50	54 325
20 Wil	4,56	5,43	146	178	67 925	57 12
21 Üs1	4,23	4,25	136	140	69 40	57 20
22 Üs3	3,6	4,55	115	150	69 63	56 93
23 Isv	4,33	4,65	139	153	70 46	54 38
24 Sax	4,6	5,55	144	196	64 275	56 55
25 Lu1	3,9		124		71 375	52 75
26 Lu2	4,9		158		71 075	52 50
27 Lu5	3,72	3,63	122	119	71 40	55 35
28 Li	3,8	4,45	122	147	71 00	57 00
29 Wol	4,98	5,3	162	175	69 675	58 00
30 El	3,63	4,1	116	134	74 55	56 50
31 E4	4,5	5,23	144	173	74 35	52 325

Nr.	Hb. 2-6µm	Hb. <2µm	Hb. rel. 2-6µm	Hb. rel. <2µm	r^{25}	h^{55}
32 Lot	4,6	4,3	147	141	76 525	53 80
33 Weil	3,38	3,5	106	124	77 75	56 30
34 Weil	3,7	4,9	119	162	77 4	56 00
35 S1	4,53	4,8	150	159	62 70	52 10
36 S3	4,38	4,9	145	162	63 07	52 76
37 S4	4,78	5,3	158	176	64 25	51 90
38 S6	4,38	4,73	145	156	64 275	51 60
39 S7	4,8	5,6	159	186	64 25	54 77
40 S8	4,0	4,53	135	150	65 50	53 50
41 S9	4,46	4,55	148	151	65 47	53 58
42 S10	4,96	5,55	165	184	66 275	53 5
43 S11	3,5	4,13	115	146	65 71	54 03
44 S12	4,06	4,07	134	135	65 84	53 78
45 S13	5,17	5,95	171	197	63 05	56 15
46 S14	5,15	6,3	171	209	64 925	54 65
47 F1	4,2	5,3	155	188	68 375	46 05
48 F5	5,0		185		69 175	45 0625
49 F7	4,3	5,83	166	215	69 55	43 85
50 F8	4,45	5,46	164	186	70 175	43 825
51 F9	4,03	4,5	149	166	70 30	43 30
52 F10	3,5	6,7	130	228	79 25	46 45
53 F11	5,93	6,53	198	217	80 95	46 35
54 F12	4,65	6,06	172	207	79 15	47 35
55 F14	4,5	6,0	166	193	75 425	49 20
56 F15	3,9	5,95	144	203	81 825	53 45
57 F16	3,6	6,3	133	204	81 77	53 025
58 Wis	4,73	5,55	142	167	70 875	43 26

Tabelle der Inkohlungsmessungen

(gemessen und ausgewertet 1984 durch Frau Prof. Dr. M. WOLF , Aachen)

Probe Nr.	Rmax (%)	Illit Hb rel. (2-6µm)	r^{25}	h^{55}
K1	7,217	115	69 63	56 93
K2	6,276	149	69 175	57 275
K3	7,32	114	74 60	56 25
K4	6,596	147	76 525	53 80
K5	7,191	106	77 75	56 30
K7	6,927	177	68 030	49 825
K8	3,615	166	69 555	43 85

Probe K2 mit 6,276 % Rmax ist aus dem Liegenden der Siegener Hauptaufschiebung . Die Proben K1, K3 , K5 , K7 sind aus dem Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung und haben Inkohlungswerte um 7-7,3 % Rmax. Probe K8 stammt aus dem Kieselgallenschiefer (Oberems) , 400m südlich des Vergenzmeilers der Moselmulde , und ist angewittert.

Röntgenproben

(Pulverpräparate) mit halbquantitativer Auswertung nach COOK (1975)

Probe : Sandstein , Saxler-Schichten (Obersiegen) , $r^{25}62\ 9\ h^{55}56\ 6$
Quarz 64% , Feldspat 16% , Illit+Mu. 8% , Chlorit 5%
Feldspat = 0,25
Quarz

Probe : Sandstein , Saxler-Schichten (Obersiegen) , $r^{25}62\ 8\ h^{55}56\ 15$,
bei Udler , Blatt Gillenfeld
Quarz 66% , Feldspat 17% , Illit+Mu. 10% , Chlorit 7%
Feldspat = 0,258
Quarz

Probe : Siltlage , Saxler-Schichten (Obersiegen) , $r^{25}64\ 26\ h^{55}56\ 52$,
an der Straße Saxler - Elscheid
Quarz 64% , Feldspat 14% , Illit+MU. 14% , Chlorit 8%
Feldspat = 0,22
Quarz

Probe : Sandstein , (Obersiegen) , $r^{25}82\ 40\ h^{55}58\ 01$, am Reichelt ,
Endertbachtal , Blatt Cochem
Quarz 38% , Feldspat 15% , Illit+Mu.25% , Chlorit 16% , Siderit 4%,
Dolomit 1,7%
Feldspat = 0,39

Probe : Sandstein (? Obersiegen ?) , $r^{25}64\ 17\ h^{55}51\ 94$, Wallscheider
Sattel , Sammetbachtal , Blatt Gillenfeld
Quarz 57% , Feldspat (Plagioklas : Oligoklas) 16% , Illit+Mu. 15%
Chlorit 13%
Feldspat = 0,26
Quarz

Probe : Siltlage , Eckfeld-Schichten (Unterems), $r^{25}68\ 305\ h^{55}55\ 88$,
Diefenbachtal , Blatt Gillenfeld
Quarz 44% , Feldspat 14% , Illit+Mu. 30% , Chlorit 11% , Calcit 1%
Feldspat = 0,32
Quarz

Probe : Grauwacke , Reudelsterz-Schichten (Unterems) , $r^{25}68\ 50\ h^{55}49\ 89$,
Quarz 37% , Feldspat 13% , Illit+Mu.25% , Chlorit 22% , Calcit 3%
Feldspat = 0,35
Quarz

Probe : Grauwacke , Gladbach Schichten (Unterems) , $r^{25}69\ 72\ h^{55}47\ 26$, Blatt Hasborn , Alftal
Quarz 22% , Feldspat 28% , Illit+Mu. 23% , Chlorit 19% , Calcit 1%, Goethit 7%
Feldspat = 1,27
Quarz

Probe : Sandstein , Klerf-Schichten (Unterems) , $r^{25}68\ 40\ h^{55}45\ 80$, Blatt Hasborn
Quarz 55% , Feldspat 25% , Illit+Mu. 9% , Chlorit 11% , Dolomit 2%
Feldspat = 0,45
Quarz

Probe : Sandstein , Klerf-Schichten (Unterems) , $r^{25}69\ 13\ h^{55}46\ 66$,
Quarz 45,5% , Feldspat 23% , Illit+Mu. 15% , Calcit 3% , Chlorit 13%
Feldspat = 0,5
Quarz

Probe : Gallenlage im Rötelgallenschiefer (Oberems) , $r^{25}68\ 68\ h^{55}45\ 48$, Blatt Hasborn , Straße Olkenbach-Niederscheidweiler ,
Quarz 18% , Dolomit 36% , Haematit 36% , Illit+Mu. 5% , Calcit 2% , Chlorit 3%

Probe : Sideritkruste in Sandsteinlage , Sphärosideritschiefer (Oberems) , $r^{25}69\ 20\ h^{55}45$, Blatt Hasborn , Straße Olkenbach-Niederscheidweiler
Quarz 49% , Illit+Mu. 7% , Chlorit 5% , Siderit 12% , Dolomit 19% , Calcit 8%

Probe : Sandlage im Kieselgallen-Schiefer (nach SOLLE 1976 Tuffit ?) (Oberems) , $r^{25}69\ 57\ h^{55}43\ 86$, Blatt Hasborn
Quarz 55% , Feldspat (Plagioklas : Oligoklas) 17% , Illit+Mu.16%, Chlorit 12%

Probe : Wissenbacher Schiefer (Oberems , Eifel) , $r^{25}70\ 28\ h^{55}43\ 24$, Blatt Hasborn (siehe S.33)
Quarz 24% , Feldspat 14% , Chlorit 18% , Illit+Mu. 33% , Pyrit 1% , Calcit 3% , Dolomit 7%

Fossiltafel

1: Acrospirifer primaevus (STEININGER), F6, Saxler-Schichten (Obersiegen)
2: Zaphrentis sp., F22, Verzahnungszone (Unterems)
3: Brachyspirifer crassicosta crassicosta (SCUPIN), F22, Verzahnungszone (Unterems)
4: Tenuicostella tenuicosta (SCUPIN), F22, Verzahnungszone (Unterems)
5: Pleurodictyum problematicum (GOLDFUSS), F16, Verzahnungszone (Unterems)

(Maßstab entspricht 1cm)

Fossiltafel

Tabelle der Fossilfundpunkte im Unterdevon

Saxler-Schichten (Obersiegen) :

F1 $r^{25}66\ 53\ h^{55}63$, Blatt Gillenfeld

Fundpunkt F1 liegt 100m nordwestlich des Schwimmbades im Pulvermaar . Fossilien sind als Nebengesteinsauswürflinge in der Tuffgrube nordwestlich des Maarkessels wiederzufinden .

feinkörniger , grauer, flach schräggeschichteter Sandstein mit Tongeröllen

Chonetes sarcinulatus (SCHLOTHEIM)
Acrospirifer primaevus (STEININGER)
Chonetes unkelensis DAHMER
Tentaculites sp.
Homalonotus sp.
Leiopteria crenatolamellosa (SANDBERGER)

F2 $r^{25}67\ 84\ h^{55}57\ 33$, Blatt Gillenfeld , Feldwegkehre von der Straße zwischen Ober- und Niederwinkel zur Waldeburg (siehe RÖDER 1960 S.38)

hellgrauer , kalkiger , feinkörniger Sandstein , Fossilien mit teilweise Schalenerhaltung

Aviculopecten sp.
Limoptera orbicularis (OEHLERT)
Pterinea costata (GOLDFUSS)
Leiopteria crenatolamellosa (SANDBERGER)
Gosseletia sp.
Palaeneilo maureri subsp.
Platyorthis circularis (SOWERBY)
Stropheodonta explanata (SOWERBY)
Eodevonaria dilatata (F. ROEMER)
Chonetes sarcinulatus (SCHLOTHEIM)
Chonetes unkelensis DAHMER
Acrospirifer primaevus (STEININGER)
Oligoptycherhynchus daleidensis (F. ROEMER)
Pleurodictyum problematicum (GOLDFUSS)
Crinoidea indet.
Favosites sp. auf Brachiopodenschalen aufgewachsen
Conularien - Kolonie

F3 r^{25}64 215 h^{55}54 87 , Blatt Gillenfeld , Bubenley westlich Gillenfeld Bahnhof
grauschwarzer Siltstein

Schizophoria provulvaria (MAURER)
Grammysia sp.
Ctenodonta sp.

F4 r^{25}61 87 h^{55}53 21 , Blatt Gillenfeld , an der Bahnlinie Gillenfeld-Eckfeld
grünlicher bis bräunlicher , feinkörniger , feldspatreicher Sandstein

Rhenorensselaeria strigiceps (F. ROEMER)
Chonetes sarcinulatus (SCHLOTHEIM)
Hysteriolites hystericus (SCHLOTHEIM)
Brachyspirifer sp.
Tentaculites schlotheimi KOKEN

F5 r^{25}63 03 h^{55}56 20 , Blatt Gillenfeld , östlich Udler , Weg zum Bahnhof
graugrüne glimmer- und feldspatreiche Siltlage

Trilobitenrest
Homalonotus sp.

Glimmer führende Siltlage (10m westlich)

Pflanzenhäcksellage

F6 r^{25}62 93 h^{55}56 64 , Blatt Gillenfeld , an der Eisenbahnlinie Daun-Gillenfeld , 350m nördlich Bahnhof Udler , 40cm dicke Fossilbank lässt sich über Acker bis zur Autobahn Koblenz - Trier verfolgen
graugrüner bis gelblicher,feldspatreicher , feinkörniger , Sandstein
(siehe SIMPSON 1940 Fundpunkt 31 S.58)

Acrospirifer primaevus (STEININGER)
Hysterolites hystericus (SCHLOTHEIM)
Brachyspirifer crassicosta (SCUPIN)
Chonetes unkelensis DAHMER sehr häufig
Spirifer tenuicosta SCUPIN nach SIMPSON
Spirifer cf. humilis SCUPIN nach SIMPSON
Rhenorensselaeria demerathia SIMPSON
Oligoptycherhynchus daleidensis (F. ROEMER)
Tropidoleptus rhenanus FRECH
Dalmanella circularis (SOWERBY)

Ctenodonta maureri (BEUSHAUSEN)
Lamellibranchiat sp.

F7 $r^{25}63\ 13\ h^{55}56\ 28$, Blatt Gillenfeld , östlich Udler , am Udler Bahnhof
rötliche bis braunschwarze eisenreiche Schillgrußlage , 10-15cm dick
Acrospirifer primaevus (STEININGER)
Chonetes unkelensis DAHMER

F8 $r^{25}64\ 26\ h^{55}56\ 52$, Blatt Gillenfeld , Straßenanschnitt der Straße Saxler - Ellscheid , 150m östlich Saxler
grubrauner Siltstein
Chonetes unkelensis DAHMER
Pleurodictyum problematicum (GOLDFUSS)
Tropidoleptus sp.
Arduspirifer arduennensis prolatestriatus MITTMEYER

F9 $r^{25}64\ 33\ h^{55}56\ 69$, Blatt Gillenfeld , Straßenkurve Straße Saxler-Ellscheid (siehe SIMPSON 1940 Fdpt. 28 S.58)
graugrüner feinkörniger Sandstein , Fossilbank mit Chonetes unkelensis DAHMER
Tentaculites schlotheimi KOKEN
nach SIMPSON 1940 :
Leiopteria crenato-lamellosa (SANDBERGER)
Actinodesma lamellosum (GOLDFUSS)
Pterinea costata (GOLDFUSS)
Acrospirifer primaevus (STEININGER)
Brachyspirifer crassicosta (SCUPIN)
Schizophoria provulvaria (MAURER)
Cryptonella minor DAHMER
Trigeria robustella (FUCHS)
Rhenorensselaeria demerathia SIMPSON
Fenestella sp.
weitere Arten siehe SIMPSON 1940

F10 $r^{25}62\ 26\ h^{55}56\ 43$, Blatt Gillenfeld , am Autobahnrastplatz Udler
Pflanzenhäcksel führende Tonschieferlage

F11 $r^{25}63\ 40\ h^{55}55\ 79$, Blatt Gillenfeld , Straßenanschnitt nordwestlich der Saxler Mühle im Alftal
graugrüner Sandstein (siehe SIMPSON 1940 S. 58 , 59 ,60 , Fdpt. Nr. 30)

Eckfeld-Schichten (Unterems) :

F12 $r^{25}68\ 305\ h^{55}52\ 88$, Blatt Gillenfeld , Diefenbachtal , 150m nördlich der Straße Trautzberg - Strotzbüsch
Tonschieferlage mit Pflanzenhäcksel , eine Siltlage mit Lamellibranchiaten und zwei Siltlagen mit Brachiopoden .

Hysterolites (Acrospirifer) pellico (A.&V.)
Arduspirifer arduennensis prolatestriatus MITTMEYER
Stropheodonta sp.
Ctenodonta sp.
Chonetes sp.
Crinoidea

F13 $r^{25}62\ 785\ h^{55}53\ 12$, Blatt Gillenfeld , 350m nördlich Lenzenhaus im Sammetbachtal
grauer , feinkörniger Sandstein mit Sideritknollen

Arduspirifer arduennensis prolatestriatus MITTMEYER
Oligoptycherhynchus daleidensis (F.ROEMER)
Chonetes sarcinulatus (SCHLOTHEIM)
Tropidoleptus sp.
Avicula sp.
Crinoidea

F14 $r^{25}63\ 14\ h^{55}52\ 68$, Blatt Gillenfeld
graugrüner , feinkörniger Sandstein mit Sideritknollen und Brachiopodenschillage

Tropidoleptus rhenanus FRECH

Verzahnungszone Hunsrückschieferfazies - Ulmen-Gruppe (Unterems) :

F15 $r^{25}69\ 68\ h^{55}53\ 94$, Blatt Gillenfeld , Weg nördlich der Mündung des Immerather Baches in die Üss (bei RÖDER 1960 , Liste 36)
grauer , feinkörniger Sandstein entspricht den Eckfeld Schichten

Platyceras loranum (FUCHS)
Acrospirifer fallax (GIEBEL)
Leiopteria crenatolamellosa (SANDBERGER)
Stropheodonta explanata (SOWERBY)

Tropidoleptus rhenanus FRECH
Chonetes sarcinulatus (SCHLOTHEIM)
Chonetes plebejus SCHNUR
Eodevonaria dilatata (F. ROEMER)
Arduspirifer ard. prolatestriatus MITTMEYER
Arduspirifer ard. antecedens (FRANK)
Brachyspirifer crassicosta (SCUPIN)
Oligoptycherhynchus daleidensis (F.ROEMER)
Pleurodictyum problematicum (GOLDFUSS)
Crinoidea

F 16 $r^{25}70\ 09\ h^{55}51\ 91$, Blatt Gillenfeld , 750m südlich der Strotebuscher Mühle im Üssbachtal , SE'Blattrand von Blatt Gillenfeld
dunkelgrauer , Glimmer führender Siltstein , geschiefert
(siehe RÖDER 1960 , Liste 37)

Tentaculites schlotheimi KOKEN
Leiopteria sp.
Ctenodonta sp.
Platyorthis circularis (SOWERBY)
Schizophoria provulvaria (MAURER)
Stropheodonta explanata (SOWERBY)
Stropheodonta gigas (Mc COY)
Tropidoleptus rhenanus FRECH
Chonetes semiradiatus (SOWERBY)
Chonetes sarcinulatus (SCHLOTHEIM)
Plebejochonetes plebejus SCHNUR
Hysteriolites (Acrospirifer) pellico (A.&V.)
Arduspirifer ard. prolatestriatus MITTMEYER
Oligoptycherhynchus daleidensis (F.ROEMER)
Pleurodictyum problematicum (GOLDFUSS)
sehr häufig

F17 $r^{25}70\ 23\ h^{55}52\ 65$, im Üssbachtal , 100m östlich der Strotebuscher Mühle , Blatt Gillenfeld
grauer , quarzitischer Sandstein

Stropheodonta explanata (SOWERBY)
Oligoptycherhynchus daleidensis (F.ROEMER)
Lamellibranchiat

F18 $r^{25}70\ 25\ h^{55}56\ 31$ im Üssbachtal , Blatt Gillenfeld
graue Siltlage mit stark verdrückten Brachiopoden

F19 $r^{25}71\ 28\ h^{55}55\ 57$, Blatt Gillenfeld , an der Straße Immerath - Lutzerath
Tonschieferlage mit Pflanzenhäcksel

F20 $r^{25}70\ 17\ h^{55}56\ 325$, Blatt Gillenfeld , im Üssbachtal
Tonstein mit Pflanzenhäcksellage

F20 $r^{25}74\ 37\ h^{55}54\ 555$, Blatt Cochem , im Erdenbachtal
grau bis brauner , feinkörniger Sandstein ,teilweise Siltstein ,
stark Glimmer führend

mit vielen Gastropoden
Hysteriolites (Acrospirifer) pellicoi (A.&V.
Euryspirifer sp.
Arduspirifer ard. prolatestriatus MITTMEYER
Platyceras sp.
Pleurotomaria sp.
Stropheodonta explanata (SOWERBY)
Tropidoleptus rhenanus FRECH

F22 $r^{25}76\ 36\ h^{55}55\ 80$, Blatt Cochem , im Lotterbachtal SW'Weiler
grauer Siltstein mit Tonsteinlinsen , stark Glimmer führend

Brachyspirifer crassicosta crassicosta
(SCUPIN) sehr häufig
Tenuicostella tenuicosta (SCUPIN) häufig
Euryspirifer sp.
Tropidoleptus rhenanus FRECH
Eodevonaria dilatata (F. ROEMER)
Zaphrentis sp. sehr häufig
Tentaculites sp.
Lamellibranchiat

(bei der Bestimmung der Spiriferen dieses Fundpunktes hat mir freundlicher Weise Herr Dr. H.-G. MITTMEYER , Mainz , geholfen)

Reudelsterz-Schichten (Unterems) :

F23 r^{25}64 915 h^{55}49 96 , Blatt Hasborn , Sammetbachtal Seitental
graugrüner Siltstein (siehe RÖDER 1960 Liste 27)

Cypricardella sp.
Chonetes sarcinulatus (SCHLOTHEIM)
Hysterolites (Acrospirifer) pellicoi (A.&V.)
Hysterolites (Paraspirifer) carinatus
(SCHNUR)
Spinocyrtia tenuicosta (SCUPIN)
Oligoptycherhynchus daleidensis (F.ROEMER)
Rhenorensselaeria demerathia SIMPSON
Pleurodictyum problematicum (GOLDFUSS)

F24 r^{25}68 48 h^{55}50 95 , Blatt Hasborn , im Alftal NE'der Oberscheidweiler Mühle
Siltstein mit Pflanzenhäcksel

F25 r^{25}68 50 h^{55}49 89 , im Alftal 600m SE'der Oberscheidweiler Mühle
grauer , teilweise rötlicher Silt mit Sandsteinlinsen mit stark zerstückelter Brachiopodenschillage

Oligoptycherhynchus daleidensis (F. ROEMER)
Lamellibranchiat
Crinoidea

F26 r^{25}73 90 h^{55}52 675 , Blatt Cochem ,
kalkige rötliche Grauwacke (siehe RÖDER 1960 Liste 38)

Bucanella sp.
Pleurodictyum problematicum (GOLDFUSS)
Crinoidea

F27 r^{25}73 65 h^{55}51 79 , Blatt Alf , im Erdenbachtal
rötlicher quarzitischer Sandstein mit Brachiopodenschillage

F28 r^{25}73 71 h^{55}52 02 , Blatt Cochem , im Erdenbachtal
rötlicher , kalkiger Sandstein (RÖDER 1960 Liste 39)

Schwellwienella hipponyx (SCHNUR)
Tropidoleptus rhenanus FRECH
Chonetes sarcinulatus (SCHLOTHEIM)
Oligoptycherhynchus daleidensis (F. ROEMER)

Rhenorensselaeria demerathia SIMPSON

F29 $r^{25}70\ 10\ h^{55}50\ 64$, Blatt Hasborn , im Hangschutt des Üssbachtales
grauer Siltstein

Treveropyge prorotundifrons (EMMERICH)
Chonetes sarcinulatus (SCHLOTHEIM)
Zaphrentis sp.
Arduspirifer sp.
Crinoidea

Singhofen- und Gladbach-Schichten

F30 $r^{25}74\ 14\ h^{55}51\ 475$, Blatt Alf , Erdenbachtal,
graugrüner Silt mit Glimmer und Tonfetzen
Brachiopoden , Muscheln und Crinoiden

Leptostrophia explanata (SOWERBY)
Oligoptycherhynchus daleidensis (F. ROEMER)

F31 $r^{25}73\ 03\ h^{55}50\ 28$, Blatt Alf , im Anstehenden in der Tuffgrube 150m
nordwestlich der Falkenlay
angewitterter braungrauer Silt , Stropheodontacea sehr häufig

Pleurodictyum problematicum (GOLDFUSS)
Leptostrophia explanata (SOWERBY)
Leptostrophia dahmeri (RÖSLER)
Crinoidea

F32 $r^{25}73\ 00\ h^{55}49\ 735$, Blatt Alf , an der Straße Kennfus - Bad Bertrich
grünlich-grauer Siltstein
Pflanzenstengel

F33 $r^{25}74\ 15\ h^{55}48\ 38$, Blatt Alf , Weg oberhalb der Mooshütte ,
Bad Bertrich , grauer Sandstein mit Brachiopoden

Rhenorensselaeria demerathia SIMPSON
Chonetes sp.
Oligoptycherhynchus daleidensis (F. ROEMER)
Tonschiefer mit Pflanzenhäcksel

F34 $r^{25}69\ 03\ h^{55}47\ 32$, Blatt Hasborn , im Alftal westlich Essen-Berg
graue Siltlage mit Tongeröllen und Choneten

Plebejochonetes plebejus SCHNUR

F35 $r^{25}69\ 78\ h^{55}47\ 46$, Blatt Hasborn , am Geißbüsch , 1,5km SW' Hontheim
Weg zum Theisberg
Sandsteinlage in graugrünen Silt mit Crinoiden und Brachiopoden
im Silt feine Pflanzenhäcksellage

Klerf Schichten (oberes Unterems) :

F36 $r^{25}69\ 13\ h^{55}46\ 66$, Blatt Hasborn , im Alftal westlich Schäff
Sandstein mit "Pseudonodules" und kalkigem Schillhorizont
Gastropoden und Spiriferen häufig

Pleurotomaria sp.
Arduspirifer arduennensis latestriatus (MAURER)
Arduspirifer arduennensis antecedens (FRANK)
Plebejochonetes plebejus SCHNUR
Chonetes sp.

F37 $r^{25}68\ 32\ h^{55}45\ 99$, Blatt Hasborn , Straße Olkenbach-Niederscheidweiler
rötliche bis graue feldspatreiche Sandsteinbank mit Crinoidenresten ,
Brachiopoden , Muscheln, Gastropoden und Trilobitenresten , Sideritgeoden
Gastropoden sehr häufig
Pleurotomaria sp.

Pleurotomaria sp.
Bellerophon sp.
Grammysia sp.
Plebejochonetes plebejus SCHNUR
Arduspirifer arduennensis antecedens (FRANK)

F38 $r^{25}68\ 43\ h^{55}45\ 83$, Blatt Hasborn , Straße Olkenbach - Niederscheid-
weiler
grüngraue Siltlage mit gut erhaltenen Pflanzenhäckseln
Zosterophyllum sp.

F39 $r^{25}68\ 385\ h^{55}45\ 87$, Blatt Hasborn , Straße Olkenbach-Niederscheidweiler
rötlicher bis grauer Siltlage mit Choneten , Muscheln und Gastropoden
(bei SOLLE 1976 Liste 9)

Burmeisteria (Digonus) rhenana (C. KOCH)

Orthoceras sp.
Bucanella bipartita (SANDBERGER)
Bucanella tumida (SANDBERGER)
Bembexia alta (DREVERMANN)
Tentaculites schlotheimi KOKEN
Nuculites ellipticus ellipticus (MAURER)
Carydium inflatum (DIENST)
Grammysia ovata (SANDBERGER)
Leptodomus striatulus (F.ROEMER)
Tropidoleptus carinatus CONRAD
Euryspirifer cf. duenensis (KAYSER)
Arduspirifer arduennensis antecedens (FRANK)
Brachyspirifer carinatus (SCHNUR) subsp.
Anoplotheca venusta (SCHNUR)
Athyris sp.
Mutationella sp.
Pleurodictyum problematicum (GOLDFUSS)
Grabspuren häufig

F40 r^{25}67 645 h^{55}45 40 , Blatt Hasborn , im Sammetbachtal nordöstlich Willwerscheid
rötlicher Sandstein mit Schrägschichtung mit Tongeröllen und Brachiopodenschill

F41 r^{25}71 55 h^{55}47 43 , Walzelbachtal SE'Hontheim , Blatt Hasborn ,
grauer , feinkörniger Sandstein mit roten Flecken
Schillage mit Choneten

Arduspirifer arduennensis antecedens (FRANK)
Plebejochonetes plebejus SCHNUR sehr häufig

F42 r^{25}71 82 h^{55}47 00 , Blatt Alf , nordwestlich Krinkhof
grauer Sandstein mit Brachiopoden , kalkig

Oligoptycherhynchus daleidensis (F.ROEMER)

F43 r^{25}73 08 h^{55}47 24 , Blatt Alf , im Hesselbachtal am Herches-Berg
rötlicher,feldspatreicher Sandstein mit eisenschüssiger Schillage

Arduspirifer arduennensis antecedens (FRANK)
Arduspirifer arduennensis latestriatus (MAURER)
Oligoptycherhynchus daleidensis (F. ROEMER)

Pleurotomaria sp.
Gastropoden sehr häufig
Plebejochonetes plebejus SCHNUR

F44 $r^{25}73\ 44\ h^{55}47\ 51$, Blatt Alf , Hesselbachtal
Sandstein , rötlich

Grammysia sp.
Leptostrophia explanata (SOWERBY)
Euryspirifer sp.
Crinoidea
Chonetes sp.

F45 Felder nördlich Antoniushof , Bonsbeuren , Blatt Alf
(näheres SOLLE 1937 , Sammlung dieses Fundpunktes lag im Bonner Institut vor) rötlicher , feldspatreicher Sandstein mit viel Gastropoden

Burmeisteria (Digonus) rhenana (C.KOCH)
Burmeisteria armata BURMEISTER
Bucanella bipartita (SANDBERGER)
Tropidodiscus sp.
Bembexia alta (DREVERMANN)
Bembexia daleidensis (F.ROEMER)
Bellerophon sp. sehr häufig
Bellerophon trilobatus (SOWERBY)
Pleurotomaria striata (GOLDFUSS)
Pleurotomaria sp.
Tentaculites sp.
Ctenodonta concentrica (F.ROEMER)
Leiopteria crenatolamellosa (SANDBERGER)
Leiopteria pseudolaevis (OEHLERT)
Limoptera semiradiata (FRECH)
Nuculites truncatus (STEININGER)
Ctenodonta sp. aff. tumida (SANDBERGER)
Palaeneilo maureri BEUSHAUSEN
Palaeoneilo sp. aff. primaeva (STEININGER)
Carydium sociale (BEUSHAUSEN)
Carydium inflatum (DIENST)
Grammysia prumiensis (BEUSHAUSEN)
Platyorthis circularis (SOWERBY)

II

ANLAGEN

LITERATURVERZEICHNIS

ADLER, R. (1957): Über Klüfte und Kleinstörungen in ihrer Bedeutung für die Morphologie.- N. Jb. Geol. Paläont. , 11, S.498-510, Stuttgart

ADLER, R., FENCHEL, W. & PILGER, A. (1969): Statistische Methoden in der Tektonik II.- Clausthaler Tektonische Hefte, 4, 111S., 79 Abb., 3. Auflage 1974, Clausthal-Zellerfeld

AHRENDT, H., HUNZINGER, J.C. & WEBER, K. (1978): K/Ar-Altersbestimmungen an schwach metamorphen Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges.- Z. dt. geol. Ges., 129, S.229-247, 3 Abb., 2Tab., 3 Taf., Hannover

ALBERMANN, J. (1939): Zur Geologie der Quarzgänge des Taunus und Hunsrück.- Diss., Universität Bonn

ALBRECHT, K. (1967): Ungleichartiges Verhalten kompetenter und inkompetenter Schichten bei Tektonischer Gesteinsumformung.- Geol. Mitt., Bd. 6, H 3, Breddin-Festschrift, Aachen

ANDERSON, E.M. (1951): The dynamics of faulting.- Oliver and Boyd, 206 p., Edingburgh

BEHR, H.-J. (1978): Subfluenzprozesse im Grundgebirgsstockwerk Mitteleuropas.- Z. dt. geol. Ges., 129, S.283-318, 9 Abb., Hannover

BEHRENS, M. & SIEHL, A. (1975): GELI 2-ein Rechenprogramm zur Gefüge- und Formanalyse.- Geol. Rdsch., 64/2, S.301-324, Stuttgart

BERG,D.(1965): Die Klüfte im Paläozoikum und Mesozoikum von Luxemburg und der westlichen Eifel (Ihre Beziehungen zur allgemeinen Tektonik und ihr Einfluß auf das Gewässernetz).- Publ. Serv. Geol. Luxembourg, 16, Luxembourg

BEUSHAUSEN, L.(1895): Die Lamellibranchiaten des rheinischen Devon.- Abh. preuß. geol. L.-A., N.F., 17, 514 S., Berlin

BINOT, F. & STETS, J. (1982): Die Rotliegend-"Porphyrtuffe" von Ürzig/Mosel und ihre Xenolithe (Wittlicher Senke, Rheinisches Schiefergebirge).- Mainzer geowiss. Mitt., 11, S.15-28, 12 Abb., 2 Tab., Mainz

BISCAYE, E. P. (1965): Mineralogy and Sedimentation of recent Deep-Sea Clay in teh Atlantic Ocean.- Geol. Soc. of America Bull., V.76, p. 803-832, July 1965, New York

BÖHLER, J. (1934) Morphologie der südlichen Eifel. Die Formengeschichte der Salm, Lieser, Alf und Üß.- Rhein-Main. Forsch., H 11, 53 S., Frankfurt a. M.

BORN, A.(1927): Die Anordnung der Schieferungsflächen in den rheinischen Massen.- Senckenbergiana, 9, S.169-178, Frankfurt a. M.

- (1929): Über Druckschieferung im varistischen Gebirgskörper.- Fortschr. Geol. Paläont., 7, S.329-427, Berlin

BREDDIN, H. (1965): Können asymmetrische und vergente Falten durch scherende Verformung entstehen?- Geol. Mitt., 4, S.211-226, Aachen

- & FURTAK, H.(1963): Zur Geometrie asymmetrischer Falten.- Geol. Mitt., 3, S.197-219, Aachen

- & - (1964): Eine geometrische Erklärung für die flache Lage der Faltenachsenflächen und der Schieferigkeit.- Geol. Mitt., 3, S.253-274, Aachen

- & HELLERMANN, E. (1962): Petrogene Mineralgänge im Paläozoikum der Nordeifel und ihre Beziehungen zur inneren Deformation der Gesteine.- Geol. Mitt., 2, S.107-226, Aachen

BREILIE, G. v. d., QUITZOW, H. & STADLER, G. (1969): Neue Untersuchungen im Alttertiär von Eckfeld bei Manderscheid (Eifel).- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 17, S.27-40, 2 Taf., 2 Abb., 1 Tab., Krefeld

BRINKMANN, R. (1958): Die Mitteldeutsche Schwelle.- Geol. Rdsch., 36, S.56-66, Stuttgart

BÜCHEL, G. & MERTES, H.(1982): Die Eruptionszentren des Westeifeler Vulkanfeldes.- Z. dt. geol. Ges., 133, S.409-429, 3 Abb., 1 Tab., Hannover

CLOOS, H. (1928): Über antithetische Bewegungen.- Geol. Rdsch., 19, S.246-251, Stuttgart

- (1930): Künstliche Gebirge.- Natur und Museum, 59, S.225-272, und 60, S.258-269, Frankfurt a. M.

- (1940): Über Achsenrampen.- Geol. Rdsch., 31, S.227-229, Stuttgart

- (1948): Gang und Gehwerk einer Falte.- Z. dt. geol. Ges., 100, S.290-303, Hannover

COOK, E.H., JOHNSON, E., MATTI, H. & ZEMMELS, E. (1975): Methods of Sample Preparation and x-Ray Mineralogy Laboratory.- Deep Sea Drilling Project, University of California, Riverside Init. Rep. of DSDP, Washington

DAHLGRÜN, F. (1932): Über Vergenzen im linksrheinischen Schiefergebirge.- Sitz.-Ber. pr. geol. L.-A., 7, S.63-69, Berlin

DAHMER, G. (1937): Die Fauna der Siegener Schichten im Ahrgebiet (Nordost-Eifel).- Jb. preuß. geol. L.-A., 57, Berlin

- (1932): Die Fauna der belgischen "Quartzophyllades de Longlier" in Siegener Rauhflaserschichten auf Blatt Neuwied.- Jb. preuß. geol. L. A., 52, S.86-111, Berlin

DECHEN, H. v. (1884): Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. II. Teil: die geologischen und paläontologischen Verhältnisse.- XXI+933 S., Bonn

DEWEY, J.F.(1964): Nature and Origin of Kink Bands.- Tectonophysics, 1, p.459-494, Amsterdam

DILLMANN, W. & KRAUTER, E. (1972): Beziehungen zwischen Tektonik, Vulkanismus und den warmen Quellen von Bad Bertrich (Eifel, Rheinisches Schiefergebirge).- Mainzer geowiss. Mitt., Bd.1, Mainz

DITTRICH, D. (1982): Die Randfazies der Trias im Raum Bissen/Colmar-Berg (Luxemburg).- unveröff. Dipl.-Arb., Bonn

DORTMANN, T. (1982): Ein Querprofil durch die Niesendecke, Sedimente, Tektonik, Metamorphose und ihre Bedeutung für die Gebirgsbildung.- unveröff. Dipl.-Arb., Bonn

DRESEN, G. (1979): Zur Geologie der Umgebung von Taben/Saar unter besonderer Berücksichtigung des kleintektonischen Gefüges im varistisch geprägten Sockel (SW-Hunsrück, Rheinisches Schiefergebirge).- unveröff. Dipl.-Arb. , Bonn

DROZDZEWSKI, G.(1982): Horizontale Verschiebungen an Quer- und Diagonalstörungen im Ruhrrevier.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 30, Krefeld

ENGEL, W., FRANKE, W. & LANGENSTRASSEN, F. (1983): Palaeozoic Sedimentation in the Northern Branch of the Mid European Variscids. Essay of Interpretation.- Intracontinental Fold Belts, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg

ENGELS, B. (1956): Über die Fazies des Hunsrückschiefers.- Geol. Rdsch., 45, S.143-150, Stuttgart

- (1957): Vorläufige Mitteilungen über tektonische Untersuchungen in der Moselmulde (Hunsrück und SE-Eifel, Rhein. Schiefergebirge).- Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, 29, S.42-60, Hamburg

ENGELS, B. (1959): Die kleintektonische Arbeitsweise unter besonderer Berücksichtigung ihrer Anwendung im deutschen Paläozoikum.- Geotekt. Forsch., 13, 129 S., 146 Abb., 6 Taf., Stuttgart

- (1960): Zur Geologie der Moselmulde zwischen Würrich/Hunsrück und Mayen/SE-Eifel (Rheinisches Schiefergebirge).- Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, 29, S.42-60, Hamburg

FLEHMIG, W. (1973): Kristallinität und Infrarotspektroskopie natürlicher dioktaederischer Illite.- N. Jb. Mineral. Mh., 1973, S.351-361, 5 Abb., 1 Tab., Stuttgart

- & LANGHEINRICH, G. (1974): Beziehungen zwischen tektonischer Deformation und Illit-Kristallinität.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 146, S. 325-346, Stuttgart

FOLLMANN, H. (1891): Über die unterdevonischen Schichten von Coblenz.- Verh. nat. Ver. Rheinland-Westf., 48, S.117-173, Bonn

- (1925): Die Koblenzschichten am Mittelrhein und im Moselgebiet.- Verh. nat. Ver. 78/79, S.1-105, Bonn

FRECHEN, J. (1976): Siebengebirge am Rhein, Laacher Vulkangebiet, Maargebiet der Westeifel.- Slg. geolog. Führer, 56, 3. Aufl., 209 S., 46 Abb., 7 Tab., Stuttgart.

- , HOPMANN, M. & KNETSCH, G. (1972): Die Vulkanische Eifel.- Geol. Reihe, Bd. 2, 3. Auflage, Wilhelm Stollfuß-Verlag, Bonn.

FUCHS, A. (1915): Die Hunsrüchschiefer und Unterkoblenzschichten am Mittelrhein (Loreleigegend), I Teil, Beitrag zur Kenntnis der Hunsrückschiefer- und Unterkoblenzfauna der Loreleigegend.- Abh. preuß. geol. L.-A., N.F., H. 79, Berlin

- (1930): Versuche zur Lösung des Hunsrückschieferproblems.- S.-Ber. preuß. geol. L.-A., 5, S.231-245, Berlin

FUCHS, G. (1971): Faunengemeinschaften und Fazieszonen im Unterdevon der Osteifel als Schlüssel zur Paläogeographie.- Notizbl. hess. L. A. Bodenforsch., 99, S.78-105, 10 Abb., Wiesbaden.

- (1974): Das Unterdevon am Ostrand der Eifeler Nord-Süd-Zone.- Beitr. naturk. Forsch. SW-Deutschl., Beih. 2, 163 S., 9 Taf., 2 Karten, Karlsruhe.

- (1982): UPPER SIEGENIAN AND LOWER EMSIAN IN THE EIFEL HILLS.- Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 55, S.229-256, Frankfurt a. M.

FURTAK, H. (1962): Die Brechung der Schieferigkeit.- Geol. Mitt., 2, S.177-196, Aachen.

GASSER, U. (1978): Zur tektonischen Problematik der Moselmulde (Rheinisches Schiefergebirge).- Geotekt. Forsch., 54, I-III, S.1-84, Stuttgart

HEFTER, J. (1934): Faunen aus Oberkoblenzschichten (Unterdevon) der Umgebung von Koblenz.- Jb. d. pr. geol. L.-A., Bd. 57, S.146-150, Berlin

HENKE, W. (1933): Verbreitung und Ausbildung der Siegener Schichten in der Osteifel.- Geol. Rdsch., 24, S.187-203, 1 Taf., Stuttgart.

- (1944): Klerfer Schichten und Berler Quarzit der Eifel.- Jb. Reichsamt für Bodenforschung, 63, S.95-123, Berlin

HOEPPENER, R. (1955): Tektonik im Schiefergebirge, eine Einführung.- Geol. Rdsch., 44, S.26-58, Stuttgart

- (1956): Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung.- Geol. Rdsch., 45, S.247-283, Stuttgart

- (1957a): Beziehungen zwischen Struktur und Bewegung des Untergrundes und der Tektonik des Deckgebirges im Gebiet der Eifel und der Moselmulde (Rheinisches Schiefergebirge).- Geol. Rdsch., 46, S.213-220, Stuttgart

- (1957b): Zur Tektonik des SW-Abschnittes der Moselmulde.- Geol. Rdsch., 46, S.318-348, Stuttgart

- (1960): Ein Beispiel für die zeitliche Abfolge tektonischer Bewegungen aus dem Rheinischen Schiefergebirge.- Geologie en Mijnbouw, 39, S.181-188,'S-Gravenhage

- (1972): Stellung des Experiments im Rahmen tektonischer Forschung.- Geol. Rdsch., 61, S.789-805, Stuttgart

- , BRIX, M. & VOLLBRECHT, A. (1983): Some aspects on the origin of fold-type fabrics-theory, experiments and field applications.- Geol. Rdsch., Bd. 72, H.2, Stuttgart

JAHNKE, H. (1971): Fauna und Alter der Erbslochgrauwacke (Brachiopoden und Trilobiten, Unterdevon, Rheinisches Schiefergebirge und Harz).- Göttinger Arb. Geol. Paläont., 9, 105S., 50 Abb., 11 Taf., Göttingen

JUNGMANN, R.(1982): Unterdevonische Siderit-Geoden als mögliche distale Bildungen von stratiformen Sulfid-Lagern im Rheinischen Schiefergebirge.- unveröff. Diss., Braunschweig

KETIN, J. (1941): Über die Tektonik und den Vulkanismus der Gegend von Bad Bertrich.- Jb. Reichsst. Bodenforsch., 60, S. 49-98, 12 Taf.,

Berlin

KIENOW, S. (1934): Die innere Tektonik des Unterdevons zwischen Rhein, Mosel und Nahe.- Jb. preuß. geol. L.-A., 54, S.58-95, Taf.2-5, Berlin

- (1938): Geologie der Kupferzlagerstätte "Neuglück" bei Hasborn/Eifel.- Z. dt. geol. Ges., 90, S.419, Berlin

- (1942): Grundzüge einer Theorie der Faltungs- und Schieferungsvorgänge.- Fortschr. Geol. Paläont., 46, S. 1-129, Berlin

- (1953): Über Gleitfaltung und Gleitfaltschieferung.- Geol. Rdsch., 41, S.110-128, Stuttgart

KÖLSCHBACH, K.-H. (noch in Bearbeitung): Tektonische Untersuchungen im Unterdevon der Südeifel südlich vom Manderscheider Sattel (Liesertal).- Diss., Bonn

KOPP, K.-O. (1955): Die Wittlicher Rotliegend-Senke und ihre tektonische Stellung im Rheinischen Schiefergebirge.- Geol. Rdsch., 44, S.100-147, Stuttgart

KREBS, W. (1968): Zur Frage der bretonischen Faltung im östlichen Rhenoherzynikum.- Geotekt. Forsch., 28, S.1-71, Stuttgart

- & WACHENDORF, H. (1974): Faltungskerne im Mitteleuropäischen Grundgebirge. Abbilder eines orogenen Diapirismus.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 147, S.30-60, Stuttgart

LANGHEINRICH, G. (1964): Vergleichende Untersuchungen über das Verhältnis der Schieferung zur Faltung unter Berücksichtigung des Stockwerkproblems.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 120, 1, S.41-80. Stuttgart

LANGSDORF, W. (1974): Geologische Untersuchungen im Unterdevon der Nordflanke der Moselmulde zwischen Bad Bertrich und Kobern/Mosel (Südost-Eifel, Rheinisches Schiefergebirge).- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 144, S.373-401, 9 Abb., Stuttgart

LENZ, H. & MÜLLER, P. (1976): Radiometrische Altersbestimmungen am Kristallin der Bohrung Saar 1.- Geol. Jb., A 27, S.429-432, Hannover

LIPPERT, H. J. & SOLLE, G. (1937): Die Manderscheider Schwelle im Devon der Eifel.- Senckenbergiana, 19, S.392-399, Frankfurt a. M.

LIPPOLT, H.J. (1983): Distribution of Volcanic Activity in Space and Time.- Plateau Uplift, ed. by FUCHS, K. , S.112-120, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg

LORENZ, V. & BÜCHEL, G. (1980): Zur Vulkanologie der Maare und Schlackenkegel der Westeifel.- Mitt. Pollichia, 68, Bad Dürkheim

MARTIN, G. (1960): Die Geologie am Westrand der Mosel-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge).- Notizbl. hess. L.-A. Bodenforsch., 88, S.172-189, Wiesbaden

MAUZ, J. (1935): Vergleichende Untersuchungen über die Unterkoblenzstufe bei Oberstadtfeld und Koblenz.- Abh. senckenberg. naturf. Ges., 429, Frankfurt a. M.

MEYER, W. (1958): Geologie der Siegener Schichten zwischen Ahr und Nette (Osteifel).- Z. dt. geol. Ges., 109, S.452-462, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Hannover

- (1965): Gliederung und Altersstellung des Unterdevons südlich der Siegener Hauptüberschiebung in der Südost-Eifel und im Westerwald (Rheinisches Schiefergebirge).- MAX RICHTER-Festschrift, S. 35-47, 3 Abb., Clausthal-Zellerfeld

- & PAHL, A.(1960): Zur Geologie der Siegener Schichten in der Osteifel und im Westerwald.- Z. dt. geol. Ges., 112, S.278-291, 4 Abb., Hannover

- & STETS, J. (1975): Das Rheinprofil zwischen Bonn und Bingen .- Z. dt. geol. Ges., 126, S.15-29, 1 Abb., 2 Taf., Hannover

- & - (1979): Die Manderscheider Vulkangruppe (Westeifel) in Beziehung zu den Strukturen des Sockels.- Z. dt. geol. Ges., 130, S.273-288, Hannover

- & - (1980): Zur Paläogeographie von Unter- und Mitteldevon im westlichen und zentralen Rheinisches Schiefergebirge.- Z. dt. geol. Ges., 131, S.725-751, 9 Abb., Hannover

- & - (1981): Die Siegener Hauptaufschiebung im Laacher-See-Gebiet (Rheinisches Schiefergebirge).- Z. dt. geol. Ges., 132, S.43-53, 3 Abb., 1 Tab., Hannover

MITTMEYER, H.-G. (1974): Zur Neufassung der Rheinischen Unterdevon-Stufen.- Mainzer geowiss. Mitt., 3, S.69-79, 2 Tab., Mainz

- (1980): Zur Geologie des Hunsrückschiefers.- Natur und Museum, 110, S.148-155, 2 Abb., 1 Taf., Frankfurt a. M.

- (1982): Lower and lower Middle Devonian Stages in the Ardenno-Rhenish Typ Area.- Guidebook, S.186-203

MOSEBACH, R. (1952): Zur Petrographie der Dachschiefer des Hunsrückschiefers.- Z. dt. geol.Ges., 103, S. 368-376, Hannover

- (1954): Zur petrographischen Kenntnis devonischer Dachschiefer.- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 82, S.234-246, Wiesbaden

MURATA, H. & WEBER, K.(1983): Experimental Study of Subfluence Tectonics in the Rheinische Schiefergebirge.- Intracontinental Fold Belts, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg

NAGEL, J. (1971): Zur Tektonik geschieferter Faltengebirge.- Geol. Jb., Bd. 89, S.251-296, Hannover

- (1975): Faltung und Mächtigkeit.- Mitt. Geol. Paläont. Inst. Uni. Hamburg, 44, S.449-468, Hamburg

NEGENDANK, J., IRION, G. & LINDEN, J. (1982): Ein eozänes Maar bei Eckfeld nordöstlich Manderscheid (SW-Eifel).- Mainzer geowiss. Mitt., 11, S.157-172, 12 Abb., 2 Tab., Mainz

- (1983): Trier und Umgebung.- mit Beiträgen von: G. BÜCHEL, H. DEGEN, L. JUNG, V. LORENZ, R. SCHMIDT & W. WAGNER, Samml. Geol. Führer, Bd. 60, 2. Auflage, 29 Abb., 6 Tab., 3 Exk.-Ktn., 1 geol Kte. Trier, 1 geol. Übers.-Kte, Berlin, Stuttgart (Borntraeger)

NIEHOFF, W.(1953): Die Sedimentstrkturen, Schrägschichtung im Koblenzquarzit am Mittelrhein.- unveröff. Diss., Bonn

PAECKELMANN, W. (1926): Über eine geologisch-tektonische Übersichtskarte des rheinischen Schiefergebirges.- Z. dt. geol. Ges., 78, Stuttgart

PLESSMANN, W. (1964): Gesteinslösung, ein Hauptfaktor beim Schieferungsprozeß.- Geol. Mitt., 4, S.69-82, Aachen

- (1966): Lösung, Verformung, Transport und Gefüge (Beiträge zur Gesteinsverformung im östlichen Rheinischen Schiefergebirge).- Z. dt. geol. Ges., Jg. 1963, 115, S.650-663, Hannover

PRINGSAUF, P. (1977): Tektonische und Lithostratigraphische Untersuchungen im Unterdevon (Grenzbereich Siegen/Ems) des Liesertales bei Manderscheid/Eifel.- unveröff. Dipl.-Arb., Uni. Heidelberg

- (noch in Bearbeitung): Die Geologie und Tektonik des Unterdevons im Raum Koblenz, Zentrum der Moselmulde.- Diss., Bonn

QUIRING, H. (1914): Über das Alter des Eifelgrabens und der Nord-Süd-Verwerfungen in der Eifel.- Z. dt. geol. Ges., 66, Hannover

QUIRING, H. (1928): NW-SO-Schub im Koblenzer Pressungsgelenk des Rheinischen Gebirges. Ein Beitrag zur Genesis der Transversalschieferung.- Jb. preuß. geol. L.-A., 49, S.59-80, Berlin

- (1933): Gab es im Unterdevon ein rotes Südland ?- Z. dt. geol. Ges., 85, S. 457, Berlin

- (1939): Über kontravergente Transformation von Faltenzonen im Rheinischen Schiefergebirge.- Z. dt. geol. Ges., 91, S. 421-432, Berlin

QUITZOW, H.W. (1971): Neue Beobachtungen zur Entwicklung des Üss-Tals (südliche Eifel, Rheinisches Schiefergebirge).- Geol. Jb., 89, S.339-358, 2 Taf., Hannover

RAMSAY, J.G.(1962): The Geometry and Mechanics of Formation of "Similar" Type Folds.- J. Geol., 70, S.309-327,

- (1967): Folding and Fracturing of Rocks.- International Series in the Earth and Planetary Sciences, New York-London (McGRAW-HILL)

RAUFI, F.(1972): Tektonische Untersuchungen im Unterdevon des Rheinprofils im Gebiet Leutesdorf-Neuwied-Bendorf-Vallendar.- unveröff. Diss., Uni. Bonn

REINECK, H.-E. (1983): Sind die Klerfer Schichten Wattenablagerungen?- Natur und Museum, 113 (1), Frankfurt a. M.

RICHTER, D. (1961): Die Delta-Achsen und ihre räumlich-geometrische Beziehungen zu Faltenbau und Schiefrigkeit.- Geol. Mitt., 2, S.1-35, Aachen

RICHTER, R. (1931): Tierwelt und Umwelt im Hunsrückschiefer, zur Entstehung eines schwarzen Schlammsteins.- Senckenbergiana, 13, S.299-342, 16 Abb., Frankfurt a. M.

RÖDER, D. (1957): Unteres und mittleres Unterems im Lieserprofil (Unterdevon, Südost-Eifel).- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 85, S.129-145, 1 Abb., 1 Taf., Wiesbaden

- (1960): Ulmen-Gruppe in sandiger Fazies (Unterdevon, Rheinisches Schiefergebirge).- Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 31, 7 Taf., 4 Abb., 66 S., Wiesbaden

ROY, A.B. (1978): Evolution of Salty Cleavage in Relation to Diagenesis and Metamorphism: A Study from the Hunsrüchschiefer.- Geol. Soc. Amer. Bull., 89, S.1775-1785, New York

SANDER, B. (1956): Einführung in die Gefügekunde geologischer Körper, 2. Teil: Die Korngefüge.- 409 S., Springer Verlag, Wien

SCHENK, E. (1937): Die Tektonik der mitteldevonischen Kalkmuldenzone in der Eifel.- Jb. preuß. geol. L.-A., 58, S.1-36, Berlin

SCHMIDT, J. (1980): Geologische Kartierung der Bleckhausener Mulde (Eifel).- unveröff. Dipl.-Arb., Uni. Heidelberg

SCHOLZ, H. (1932): Über das Alter der Schieferung und ihr Verhältnis zur Faltung.- Jb. preuß. geol. L.-A., 52, S.303-316, Berlin

SCHULZ-ELLERMANN, A.(in Bearbeitung): Tektonische Untersuchungen beiderseits der Siegener Hauptaufschiebung im Raum Kaisersesch (SE-Eifel).- Diss., Uni. Bonn

SHOU CHANG, Ch. (1940): Zur Lage der Faltenachsen im rheinischen Schiefergebirge.- Geol. Rdsch., 31, S.208-226, Stuttgart

SIMPSON, S. (1940): Das Devon der Südosteifel zwischen Nette und Alf.- Abh. senckenberg. naturf. Ges., 447, Frankfurt a. M.

SOLLE, G.(1937): Geologie der mittleren Olkenbacher Mulde.- Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., 436, Frankfurt a. M.

- (1942): Die Kondelgruppe (Oberkoblenz) im südlichen Rheinischen Schiefergebirge I-III.- Abh. senckenberg. naturf. Ges., 461: IV-V, 464; VI-X, 467, Frankfurt a. M.

- (1950): Obere Siegener Schichten, Hunsrückschiefer, tiefes Unterkoblenz und ihre Eingliederung ins Rheinische Unterdevon.- Geol. Jb., 65, S.299-380, Hannover/Celle

- (1956a): Gliederung und Aufbau der Klerfer Schichten am Nordrand der Olkenbacher Mulde (Unterdevon, Südost-Eifel).- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 84, S.85-92, Wiesbaden

(1956b): Die Watt-Fauna der unteren Klerfer Schichten von Greimerath (Unterdevon, Südost-Eifel).- Abh. hess. L.-Amt. Bodenforsch., 17, Wiesbaden

- (1960): Synsedimentäre Bruchtektonik im Südwest-Teil der rheinischen Geosynklinale im epirogenen Stadium.- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 88, S.343-360, Wiesbaden

- (1970): Die Hunsrück-Insel im oberen Unterdevon.- Notizbl. hess. L.-Amt. Bodenforsch., 98, S.50-80, Wiesbaden

- (1971): Brachyspirifer und Paraspirifer im Rheinischen Devon.- Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 59, Wiesbaden

- (1972): Abgrenzung und Untergliederung der Oberems-Stufe mit Bemerkungen zur Unterdevon/Mitteldevon-Grenze.- Notizbl. hess.

L.-Amt Bodenforsch., 100, S.60-91, Wiesbaden

SOLLE, G.(1976): Oberes Unter- und unteres Mitteldevon einer typischen Geosynklinal-Folge im südlichen Rheinischen Schiefergebirge.- Geol. Abh. Hessen, 74, 11 Abb., 2 Taf., 1 Kt., Wiesbaden

STETS, J. (1962): Zur Geologie der Dhrontal-Schichten und Hunsrückschiefer (Unterdevon) im Gebiet von Bernkastel-Neumagen-Thalfang (Hunsrück, Rheinisches Schiefergebirge).- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 90, S.132-159, Wiesbaden

TEICHMÜLLER, M. & R. (1952): Zur Fazies und Metamorphose der "Kohlen" im Devon des Rheinischen Schiefergebirges.- Z. dt. geol. Ges., 103, S.219-232, 6 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Hannover

- , - & WEBER, K. (1979): Inkohlung und Illit-Kristallinität. Vergleichende Untersuchungen im Mesozoikum und Paläozoikum von Westfalen.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 27, S.201-276, 31 Abb., 15 Tab., Krefeld

THIELE, J. (1960): Geologie am Südrand der Moselmulde.- unveröff. Diss., 39 S., 1 Abb., 5 Taf. , Uni. Berlin

THON,B.(1981): Die Geologie des Gebietes nördlich Bad Neuenahr zwischen Ringen-Birresdorf-Nierendorf-Heppingen (Rheinland-Pfalz) Blatt Ahrweiler Nr. 5408 NE-Teil, unveröff. Dipl.-Arb., Bonn

VOLL, G.(1961): Zur Frage des Stofftransports auf den Korngrenzen metamorpher Gesteine.- Geol. Rdsch. 51/2, S.395-405, Stuttgart

- (1969): Klastische Mineralien aus den Sedimenten der Schottischen Highlands und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional- und Kontaktmetamorphose.- Habil.-Arb., Uni. Berlin

- (1983): Crustal Xenoliths and their Evidence for Crustal Structure underneath the Eifel Volcanic District.- Plateau Uplift, ed. by K. FUCHS, Springer-Verlag, Heidelberg, Berlin

WALLBRECHER, E. (1963): Das Hunsrückschiefer-Profil am Elzbach zwischen Burg Pyrmont und Burg Eltz.- unveröff. Dipl.-Arb., Uni. Bonn

WALTHER, H.W.(1982): Die varistischen Lagerstättenbildung im westlichen Mitteleuropa.- Z. dt. geol. Ges., 133, S.667-698, 4 Abb., Hannover

- (1983): The Alpidic Metallogenetic Epoch in Central Europe North of the Alps.- Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe. - (ed. by H.J. SCHNEIDER), Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg

WEBER, K.(1972): Kristallinität des Illits in Tonschiefern und andere Kriterien schwacher Metamorphose im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 141, 3, S.333-363, Stuttgart

- (1976): Gefügeuntersuchungen an transversal-geschieferten Gesteinen aus dem östlichen Rheinischen Schiefergebirge.- (Ein Beitrag zur Genese der transversalen Schieferung).- Geol. Jb., D 15, S.3-98, 40 Abb., 12 Taf., Hannover

- (1978): Das Bewegungsbild im Rhenoherzynikum-Abbild einer varistischen Subfluenz.- Z. dt. geol. Ges., 129, S.249-281, 11 Abb., 1 Taf., Hannover

- (1980): Anzeichen abnormal hoher Porenlösungsdrucke am Beginn der Faltung im Rheinischen Schiefergebirge.- Z. dt. geol. Ges., 131, S.605-625, Hannover

- (1981): Kinematic and metamorphic aspects of cleavage formation in very low-grade metamorphic slates.- Tectonophysics, 78, S.291-306, Amsterdam

- & BEHR, H.J. (1983): Geodynamic interpretions of the Variscids.- Intracontinental Fold Belts, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg

WEILER, H.(1980 unveröff.): Fund von oligozänen Mikrofossilien in den pleistozänen Sedimenten des Meerfelder Maares.- Protokoll 5. Kolloquium "Vertikalbewegungen" 7./8. 11. 1980 in Neustadt a. d. W., S.186-187, Bonn

WEISSER, D.(1965): Tektonik und Barytgänge in der SE-Eifel.- Z. dt. geol. Ges., 115, Hannover

WIENECKE, K. (1979a): Geologische und geophysikalische Untersuchungen im Vulkangebiet SE'Gillenfeld (Westeifel).- unveröff. Dipl.-Arb., Uni Bonn

- (1979b): Nachweis eines bisher unbekannten jungquartären Lavastroms südlich Strohn/Westeifel mit Hilfe der Geomagnetik.- N.Jb. Geol. Paläont. Mh., 1979, H.1, S.28-38, Stuttgart

- (1983): Strukturelle Untersuchungen im Mesozoikum der Eifeler Nord-Süd-Zone.- unveröff. Diss., Uni. Bonn

WOLF, M. (1978): Inkohlungsuntersuchungen im Hunsrück (Rheinisches Schiefergebirge).- Z. dt. geol. Ges., 129, S.217-227, 1 Abb., 1 Taf., Hannover

WOLFF, M. (1966): Feinstratigraphische Untersuchungen in den oberen Hunsrückschiefern des Elzbachtales (SE-Eifel).- unveröff. Dipl.-Arb., Uni. Bonn

WUNDERLICH, F.(1970): Genesis and Environment of the "Nellenköpfchen-Schichten.- J. Sed. Petr., Vol. 40, Nr. 1, S.102-130

WURSTER, P. (1953): Beiträge zur Analyse tektonischer Grundformen : Abschiebung, Falte, Blattverschiebung.- unveröff. Dipl.-Arb., Tübingen

- (1977): Die Falte am Rupenberg bei Schuld/Ahr.- Decheniana, 130, S.316-321, 4 Abb., Bonn

ZIEGLER, P. (1982): Geological Atlas of Western and Central Europe.- Shell International Petroleum M. B.V., Elsevier Scientific Publishing Company, New York

GEOLOGISCHE KARTEN:

DAHLGRÜN, F. (1939): Blatt Cochem 137 1:200 000

QUIRING, H. (1930): Blatt Koblenz 138 1:200 000

SOLLE, G. (1976): Geologische Karte der Olkenbacher Mulde (Südost-Eifel) 1:25 000

WAGNER, W. (unter Mitwirkung von NEGENDANK, J.F.W., FUCHS, G. & MITTMEYER, H.G.) (1983): Geologische Übersichtskarte Rheinisches Schiefergebirge SW-Teil 1:100 000

LEBENSLAUF

Am 24. April 1955 wurde ich in Bonn-Beuel als drittes Kind meiner Eltern geboren.
1962-1964 besuchte ich die Volksschule Hamburg-Rissen. 1964-1966 besuchte ich die Volksschule in Bad Neuenahr. Nach dem 4. Schuljahr wurde ich 1966 in das staatliche, neusprachliche, naturwissenschaftliche Gymnasium in Ahrweiler aufgenommen und absolvierte am 22. Mai 1974 die Reifeprüfung.
Vom 1.7. 1974-30. 9. 1975 leistete ich meinen Wehrdienst in der topographischen Batterie 301, Koblenz, als Vermesser ab.
Immatrikulation erfolgte an der Universität Bonn am 1.9. 1975 im Fach Geologie und Paläontologie. 1978 legte ich das Vordiplom und 1980 die Diplomprüfung für Geologie ab.
das Berufspraktikum absolvierte ich 1978 bei dem Geologischen Landesamt Rheinland Pfalz in Mainz und bei Prakla Seismos in Hannover.
1981 beendete ich die Diplomarbeit: eine tektonisch-geologische Arbeit am Südende der Niederrheinischen Bucht bei Bad Neuenahr.
Am 1. 8. 1981 begann ich - als Wissenschaftlicher Mitarbeiter bei Herrn Prof. Dr. W. Meyer - meine Dissertation über Tektonik im Unterdevon der Südeifel.
1983 half ich als Wissenschaftliche Hilfskraft bei der Betreuung von Studenten im Gelände und im Institut.

Meine Lehrer waren:
Prof. BEHRENS, Prof. BERGERHOFF, Prof. ERBEN, Prof. HAAS, Prof. KRUMSIEK, Prof. LANGER, Prof. MEYER, Prof. MÜCKENHAUSEN, Prof. MÜLLER, Prof. NAGEL, Prof. PUFF, Prof. RECKER, Prof. REMY, Prof. RISTEDT, Prof. SCHNEIDER, Prof. SCHWEITZER, Prof. SIEHL, Dr. STETS, Dr. THEIN, Prof. VIETEN, Prof. VOLL, Prof. WURSTER, Prof. ZAKOSEK